

Paléoenvironnements dans le Calcaire à gryphées du Lias de Lorraine, de la carrière de Xeulley au Bassin parisien

Autor(en): **Hanzo, Micheline / Lathuilière, Bernard / Alméras, Yves**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **93 (2000)**

Heft 2

PDF erstellt am: **14.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-168816>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Paléoenvironnements dans le Calcaire à gryphées du Lias de Lorraine, de la carrière de Xeulley au Bassin parisien

MICHELINE HANZO¹, BERNARD LATHUILIÈRE¹, YVES ALMÉRAS², GUY DAGALLIER³, SIMONE GUÉRIN-FRANIATTE⁴, FRANÇOIS GUILLOCHEAU⁵, VINCENT HUAULT¹, LAETITIA NORI¹ & RAYMOND RAUSCHER⁶

Key words: Lower lias, stratigraphy, paleoecology, bathymetry, paleoenvironment, sequence stratigraphy, well logging

ABSTRACT

A multidisciplinary study of the Lower Liassic outcrop of Xeulley (central Lorraine, France) is presented here in order to test the validity of subsurface correlations at the scale of the Paris basin. The study involves an integrated biostratigraphical, sedimentological, palynological and palaeoecological analysis of a single outcrop located within Calcaire à Gryphées Formation.

1. All of the ammonite biozones are present ranging from the Lower Hettangian up to the Lower Sinemurian. Several environments follow one another in an offshore situation in which the hydrodynamic control on sedimentation is related to periodic storms. The fossil assemblages indicate deposition within the infra- to circa-littoral zones. Benthic communities lived mainly on soft to firmgrounds in poorly agitated euhaline waters, periodically depleted in oxygen at the sediment-water interface.

2. The instability may be partly explained by the paleogeographical situation of the study area within the Paris Basin. The area of deposition was located near the source of terrigenous sediments and sheltered from the influences of the open Tethys by a topographic high in the South.

3. Different orders of cyclicity may be successfully deciphered from the sequence. The global deepening-up trend is well recorded. Third order descriptive cycles are proposed but not unambiguously interpreted. Fourth order cycles are not well defined and therefore care needs to be exercised if these cycles are to be used for stratigraphic well logging correlations. Well defined fifth order cycles correspond to marl-limestone alternations induced by climatic fluctuations.

RESUME

Une étude pluridisciplinaire sur le Lias inférieur de Xeulley en Lorraine centrale (France) a été menée, en vue d'une validation des corrélations de subsurface à l'échelle du Bassin parisien. Ainsi, un affleurement de Calcaire à gryphées a été analysé finement grâce à la biostratigraphie, la sédimentologie, la palynologie et la paléocologie.

1. La succession des biozones d'ammonites y est représentée, de l'Hettangien inférieur au Sinémurien inférieur inclus. Plusieurs environnements d'«off-shore» supérieur se succèdent, le contrôle hydrodynamique de la sédimentation étant lié à des tempêtes épisodiques. Les assemblages fossiles caractérisent les zones infra- à circa-littorales. Les communautés benthiques se sont développées sur un substrat plus ou moins mou, dans une eau euhaline faiblement agitée, périodiquement soumise aux variations de teneur en oxygène à l'interface eau-sédiment.

2. Cette situation instable du milieu est en partie dépendante du contexte paléogéographique, proche du continent et plus ou moins abrité des influences du large téthysien.

3. Différents ordres de cyclicité se succèdent plus ou moins nettement. La tendance globale à l'approfondissement est bien enregistrée par le sédiment. Des cycles régression-transgression de troisième ordre limités par des maxima d'inondation sont proposés. Les cycles de quatrième ordre sont souvent mal définis et doivent être utilisés prudemment pour des corrélations de logs. Les cycles de cinquième ordre correspondant à l'alternance marnes-calcaires sont bien définis et induits par des fluctuations climatiques.

1. Introduction

L'objectif de cet article est de caractériser de façon très fine et pluridisciplinaire les paléoenvironnements de l'Hettangien et du Sinémurien inférieur de l'affleurement de Xeulley, sous forme d'alternance marno-calcaire d'allure monotone. Les données obtenues constituent un précieux jalon pour caler les

corrélations à l'échelle régionale et ainsi tester la validité des géométries de corps sédimentaires proposées (Bessereau & Guillocheau 1994, Bessereau et al. 1995, Robin 1997).

En Lorraine le Lias s'appuie actuellement sur le Trias vosgien à l'Est, sur le Trias ou sur le socle ardennais, au Nord; il est délimité par le Jurassique moyen à l'Ouest et au Sud (Fig. 1).

¹ UMR 7566 G2R Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques, Université Henri Poincaré de Nancy 1, BP 239, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France

² UFR des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard, Lyon 1, 27-43 Bvd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne cedex, France

³ UMR 7566 G2R Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques, ENSG, rue du Doyen Roubault, BP 40, 54511 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France

⁴ Géologie sédimentaire, Université Henri Poincaré de Nancy 1, BP 239, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France

⁵ UPR 4661 Géosciences Rennes, Dynamique de la lithosphère, Campus Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

⁶ UMR 7517 Centre de Géochimie de la surface (CNRS-ULP), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex, France

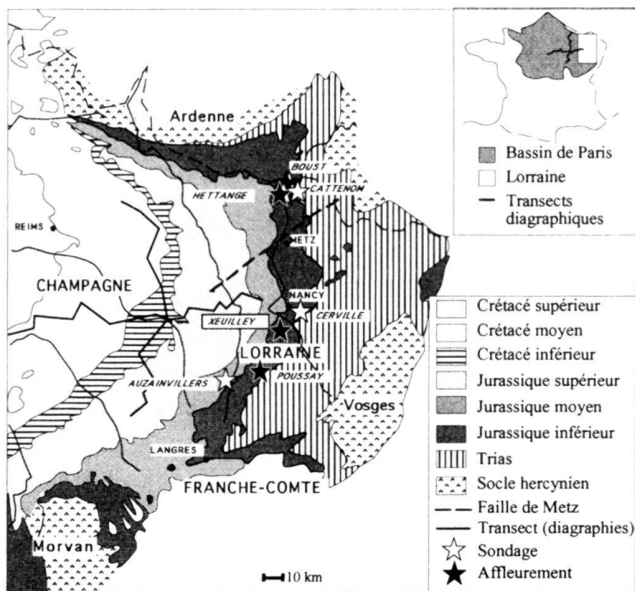


Fig. 1. Situation géographique et géologique des coupes du Calcaire à gryphées sur la bordure orientale du Bassin parisien (fond cartographique d'après Mégnien 1980).

L'Hettangien et le Sinémurien inférieur sont représentés par la formation du Calcaire à gryphées, excepté en Lorraine septentrionale où s'insère une unité lithologique appelée Grès d'Hettange. Le front de taille de la carrière de Xeuilley montre successivement la zone de transition des Argiles de Levallois (Rhétien supérieur) au Calcaire à gryphées, le Calcaire à gryphées et les Argiles à *Promicroceras* (Sinémurien supérieur) (Fig. 2).

Les affleurements connus permettent d'établir un profil oriental nord-sud, depuis la bordure ardennaise jusque vers le plateau de Langres et même au-delà du Bassin parisien vers le Sud. La carrière de Xeuilley, à 15 km au Sud de Nancy, exploitée pour la fabrication du ciment, expose entièrement le Calcaire à gryphées (Pl. 1.1). C'est pour cette raison qu'elle a déjà fourni matière à divers travaux (Gérard & Gardet 1938, Laugier 1971, Al Khatib 1976).

Des données de subsurface permettent d'établir un transect occidental nord-sud, de l'Ardenne au Morvan et un transect perpendiculaire est-ouest, de la Champagne à la région de Nancy (Homewood et al. 1992, Robin 1997).

2. Cadre biostratigraphique et géométrique

2.1 Biostratigraphie de Lorraine et de Xeuilley

La plupart des sites fossilifères signalés dans le Calcaire à gryphées de l'Est de la France par Joly (1908), Klüpfel (1917), Gérard & Gardet (1938), Maubeuge (1955), Laugier (1971) et Guérin-Franiatte (1966, 1990) sont aujourd'hui inaccessibles.

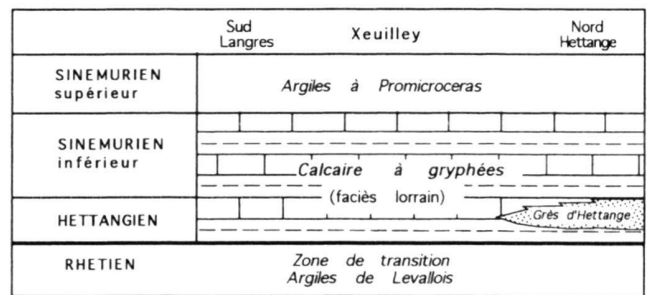


Fig. 2. Situation lithostratigraphique du Calcaire à gryphées de Lorraine.

Mais la carrière de Xeuilley, toujours en exploitation, a offert la possibilité d'effectuer un nouvel échantillonnage biostratigraphique des ammonites dans l'Hettangien et le Sinémurien inférieur (Fig. 3).

a) L'Hettangien (2,10 m)

Dans le premier banc calcaire, des *Psiloceras pylonotum* (QUENSTEDT) caractérisent l'Hettangien basal (zone à Planorbis, sous-zone à Planorbis). L'horizon marneux très feuilleté sus-jacent renferme des *Caloceras pironi* (REYNES) de la sous-zone à Johnstoni. L'Hettangien inférieur (zone à Planorbis) est donc réduit, mais biostratigraphiquement complet.

De grands *Alsatites liasicus* (D'ORBIGNY), trouvés dans les déblais, proviennent du banc 3, d'âge Hettangien moyen: zone à Liassicus.

La première *Schlotheimia angulata* (SCHLOTHEIM) a été trouvée dans l'interbanc 4. Ces petites formes (3–5 cm) se retrouvent très nombreuses dans le banc 7, et notamment au sommet de celui-ci. Elles sont surtout représentées par la sous-espèce *densicostata* LANGE, encore présente dans le banc 10. Un fragment de tour appartenant à une *Schlotheimia* de grande taille est également à signaler au sommet du banc 7. L'Hettangien supérieur (zone à Angulata) concerne les bancs 4 à 10 inclus. Un Arietitidé hettangien du genre *Paracaloceras*, forme rare, a été recueilli dans le banc 5.

b) Le Sinémurien inférieur (11,5 m)

A partir du banc 11 apparaissent les ammonites du Sinémurien: des *Metophioceras* dont *M. rouvillei* (REYNES), *M. rougemonti* (REYNES) et des *Vermiceras*. Ils appartiennent à la zone à Bucklandi, sous-zone à Conybeari (entre les bancs 11 et 14).

Le jeune *Charmasseiceras* (Schlotheimiidé) recueilli dans le banc 17 est une forme de la sous-zone à Rotiforme. Plusieurs gros *Coroniceras rotiforme* (SOWERBY), un *C. kridion* (HEHL) et un petit Schlotheimiidé du genre *Sulciferites* ont été trouvés non en place. Ils caractérisent, eux aussi, la sous-zone à Rotiforme dont la limite supérieure n'a pu être rigoureusement fixée.

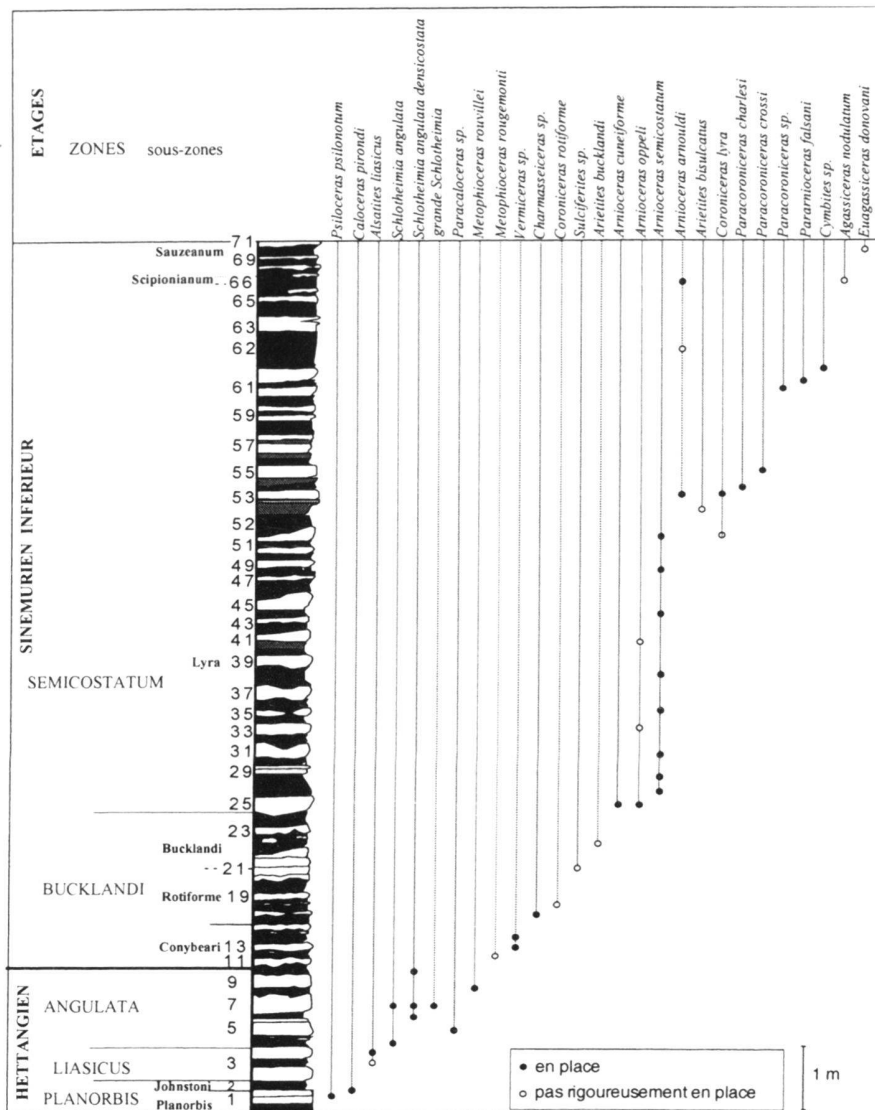


Fig. 3. Cadre biochronologique du Calcaire à gryphées à Xeulilly.

Un exemplaire non en place d'*Arietites bucklandi* (SOWERBY), à tour carré et fortes côtes dépourvues de tubercules, témoigne de la présence de la sous-zone du même nom. L'ensemble de la zone à Bucklandi est ici paléontologiquement bien daté, avec ses trois sous-zones (bancs 11 à 24).

Les premiers *Arnioceras* (banc 25) marquent le début de la zone à Semicostatium. Ce sont d'abord *A. cuneiforme* HYATT et *A. oppeli* GUERIN-FRANIATTE. L'espèce indice de zone *A. semicostatium* (YOUNG & BIRD) est ici très abondante, avec généralement des exemplaires pyriteux, recueillis du banc 27 au banc 51. L'espèce est relayée par *A. arnouldi* (DUMORTIER). Mais ces individus (du banc 53 au banc 67) sont nettement moins abondants que les *A. semicostatium* des niveaux sous-jacents. Un *Arietites bisulcatus* (BRUGUIERE) a été trouvé à proximité du banc 53.

De grands *Coroniceras lyra* HYATT (bancs 51 et 53) sont suivis par les *Paracoriceras*. *P. charlesi* DONOVAN a été recueilli dans le banc 54 et *P. crossi* (WRIGHT) un peu plus haut. Le genre est encore présent dans le banc 61, indiquant que la sous-zone à Lyra se prolonge au moins jusqu'à ce niveau. Un autre grand Ariétitidé, *Pararnioceras falsani* (DUMORTIER) provient également de ce banc 61. Les niveaux immédiatement sous-jacents ont livré un petit *Cymbites*, taxon toujours rare. La limite supérieure de la sous-zone à Lyra ne peut être fixée avec précision.

Les derniers bancs de la coupe ont fourni un fragment de tour appartenant à un grand *Agassicerias nodulatum* (BUCKMAN) et un *Euagassicerias donovani* GUERIN-FRANIATTE qui indiquent, respectivement, la présence de la sous-zone à Scipionianum et de la sous-zone à Sauzeanum au sommet de la

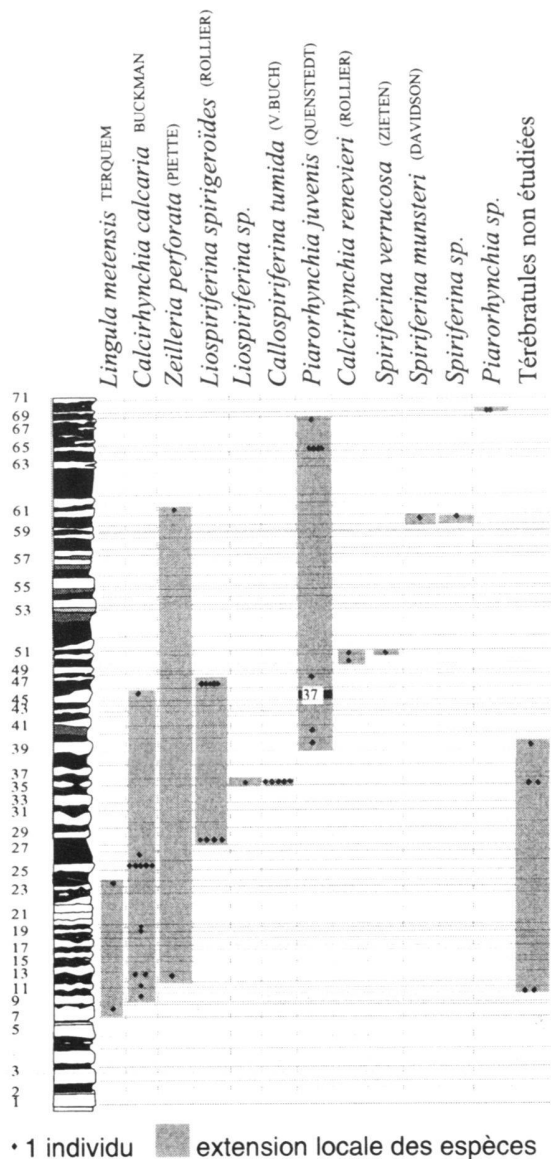


Fig. 4. Les brachiopodes de Xeuilley.

coupe, sans pouvoir les situer précisément à l'échelle du banc.

La zone à *Semicostatum* est donc biostratigraphiquement complète, avec ses trois sous-zones. Mais la série lithologique concerne dans sa presque totalité la sous-zone à *Lyra*. Les deux sous-zones suivantes très réduites sont mal cernées.

Dans la sous-zone à *Lyra*, on distingue nettement deux ensembles fauniques: celui qui accompagne *A. semicostatum* dans la partie inférieure de la sous-zone, et celui qui accompagne *A. arnouldi* dans la partie supérieure (ligne de séparation au voisinage du banc 52). On propose ici (Guérin-Franiatte) de désigner chacun respectivement comme bio-horizon à *Semicostatum* et bio-horizon à *Arnouldi* (*sensu* Guérin-Franiatte 1990),

car ce schéma faunique a été maintes fois reconnu dans l'Est du Bassin parisien. Ces deux bio-horizons nouvellement désignés offrent l'avantage pratique d'être basés sur des espèces particulièrement abondantes et dont on connaît l'extension verticale. La figure 2 montre que les trois horizons proposés, pour les mêmes niveaux, par Corna et al. (1997), sont inadéquats ici, car peu reproductibles d'une coupe à l'autre.

Parmi les autres sous-zones mises en évidence sur cette coupe de Xeuilley, aucune ne se prête à une subdivision poussée à l'échelle de l'horizon. La succession des horizons, proposée pour l'Hettangien par Mouterde & Corna (1997) et pour le Sinémurien par Corna et al. (1997), n'a été mise en évidence ni à Xeuilley, ni sur aucune des autres coupes étudiées dans l'Est du Bassin parisien.

Remarque nomenclaturale: A la base de la zone à *Semicostatum*, l'ancienne zone à *Gmuendense*, basée sur une espèce mal définie, a été remplacée par la sous-zone à *Reynesi* par Dean et al. (1961). Or l'espèce *reynesi* Spath a été mise en synonymie avec l'espèce *lyra* Hyatt (Guérin-Franiatte 1966). La sous-zone à *Reynesi* est donc devenue *ipso facto* la sous-zone à *Lyra* (Guérin-Franiatte *ibid.*). Malgré cette désignation antérieure, Mouterde & Tintant (1980) ont renommé ladite sous-zone: sous-zone à *Charlesi*. Cette désignation tombe donc en synonymie avec la précédente (*Lyra* = *Reynesi*) qui a priorité.

Cette coupe de Xeuilley, en Lorraine centrale, est représentative de la succession qualitative des zones d'ammonites, à l'échelle régionale. Néanmoins, la zone à *Liasicus* manque localement au Sud de la Lorraine.

L'étude des brachiopodes, ici comme à Hettange (Almèras & Hanzo 1991), montre que *Piarorhynchia juvenis* (Quenstedt) succède à *Calcirhynchia calcaria* Buckman au-dessus de la limite Bucklandi-*Semicostatum*. Cette espèce est particulièrement abondante dans le niveau 45 de la sous-zone à *Lyra*. *Lingula metensis* Terquem de l'Hettangien est bien représentée à la base de la zone à *Semicostatum*. La répartition biostratigraphique des brachiopodes est indiquée sur la figure 4.

2.2 Épaisseur du Calcaire à gryphées de Lorraine

Les données d'affleurement et de sondages carottés révèlent l'épaisseur très variable du Calcaire à gryphées (de quelques mètres à une soixantaine de mètres), tant sur un profil nord-sud que sur un profil est-ouest; la puissance maximale est au Nord de la région, où une subsidence de vitesse plus élevée résulte du jeu continu de la faille hercynienne de Metz; ainsi, au Nord, l'épaisseur est de 54 m à Cattenom (où n'existent que quelques mètres de Grès d'Hettange) (Hanzo & Guérin-Franiatte 1985), 50 m à Hettange et à Boust (où il inclut 30 m de Grès d'Hettange) (Hanzo et al. 1994); plus au Sud, elle est de 13 m à Cerville, 28 m à Poussay, 10 m à Auzainvillers. A Xeuilley, le Calcaire à gryphées est représenté sur 13,7 m.

Les signatures diagraphiques, calées sur affleurements ou carottes, concernent généralement la mesure de la radioactivité naturelle, de la vitesse de propagation du son et de la densité. Sur un profil-type d'un puits carotté réalisé à Cerville (sondage SOLVAY 214), soit à 21,5 km au Nord-Est de

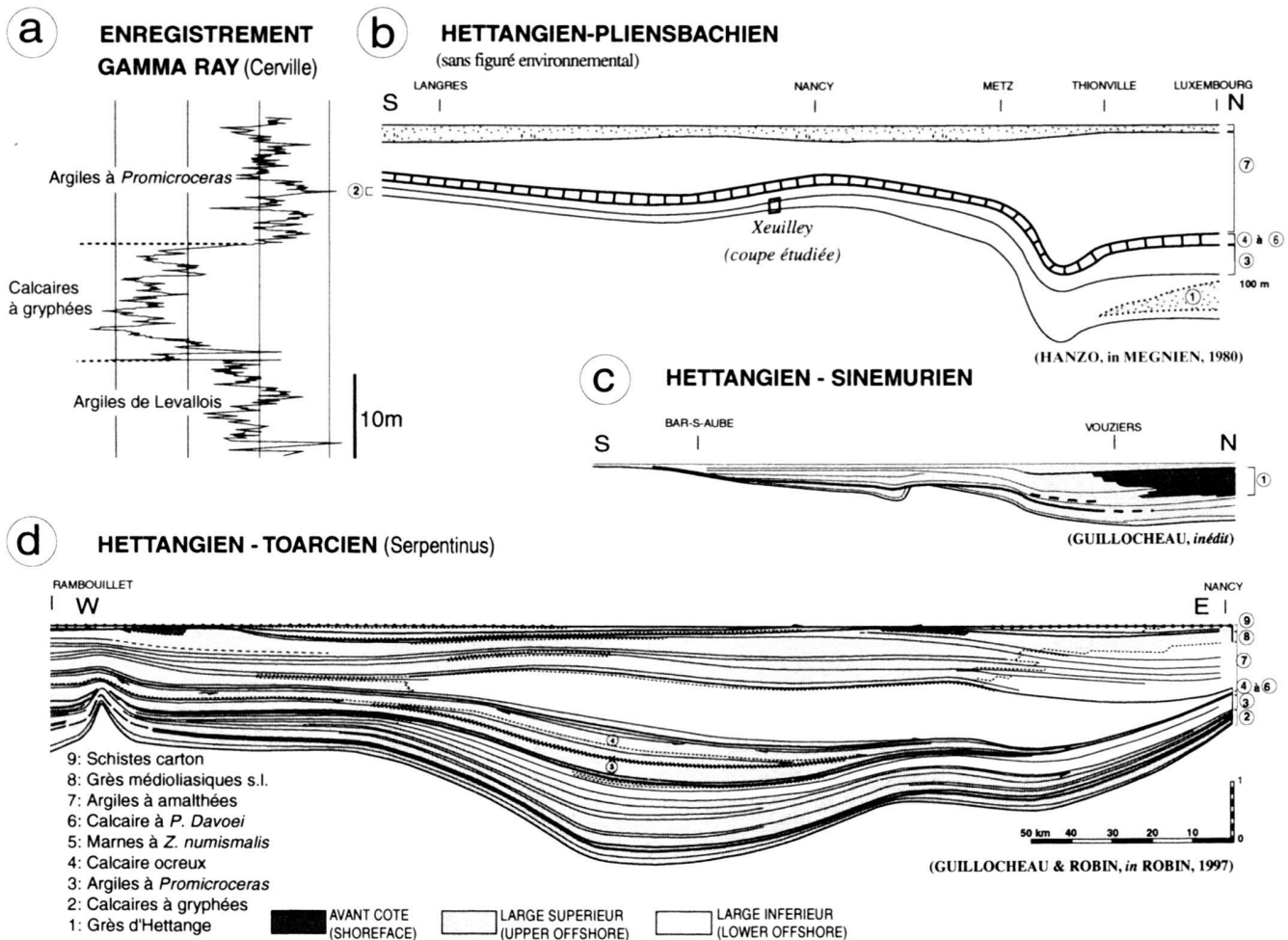


Fig. 5. Géométrie du Lias de l'Est du Bassin parisien. a) signature diagraphique du Calcaire à gryphées de Cerville. b) épaisseur du Calcaire à gryphées à l'affleurement, du Nord au Sud de la Lorraine (d'après Hanzo in Mégnien 1980). c- profil nord-sud du Calcaire à gryphées à partir de corrélations diagraphiques (localisation du transect fig. 1) . d) profil est-ouest du Lias inférieur et moyen à partir de corrélations diagraphiques (localisation du transect fig. 1) (d'après Robin 1997).

Xeulley, les enregistrements diagraphiques montrent une succession polycyclique de niveaux plus ou moins radioactifs (Fig. 5a). La radioactivité naturelle de cette série montre une légère augmentation moyenne de ce paramètre du bas vers le haut de la coupe, mais en retrait par rapport à deux valeurs élevées, l'une hettangienne qui correspondrait au banc 4 de Xeulley, l'autre sinémurienne supérieure.

Les signatures diagraphiques ont permis de réaliser des corrélations régionales, de même que des cartes d'isopaques (Robin 1997). Un transect nord-sud, depuis l'Ardenne (puits de Rethel) jusqu'à la faille de Vittel (puits de Colombé), confirme les travaux de Hanzo (*in* Mégnien 1980) (Fig. 5b), en particulier la forte épaisseur (plus de 60 mètres) de l'ensemble Hettangien-Sinémurien vers le Nord – la faille de Metz représentant une flexure synsédimentaire à cette époque – et le biseautage des formations correspondantes au niveau de la faille de Vittel vers le Sud (Fig. 5c). D'autres failles régionales au-

raient également joué, comme la faille de l'Aisne à l'Hettangien. Un profil est-ouest réalisé entre Rambouillet et Nancy (Robin 1997) montre des évolutions progressives, mais significatives de l'épaisseur des dépôts (Fig. 5d).

3. Sédimentologie

Les informations sédimentologiques relatives à cette série concernent la stratonomie, les données lithologiques et l'organisation séquentielle.

3.1 Stratonomie

a) Epaisseur des bancs

Sur plus de 400 m d'extension latérale, la coupe de Xeulley montre une alternance marno-calcaire. Malgré une impression générale de régularité, les bancs durs présentent des variations

latérales d'épaisseur, tandis que les bancs tendres moulent les irrégularités des calcaires; l'aspect noduleux résultant conduit parfois les bancs durs à disparaître en biseaux.

Un couple marno-calcaire élémentaire a une puissance de 10 à 80 cm, avec des bancs durs de 4 à 45 cm et des interbancs tendres de 3 à 50 cm, alors qu'en Lorraine septentrionale, les interbancs sont généralement les plus épais de Lorraine, atteignant parfois 2 m.

b) Figures sédimentaires

Un litage net apparaît exceptionnellement en fins rubans beiges à noirs, en rythmes à intraclastes granoclassés (rythmites gradées), ou en mamelons de type HCS («hummocky cross stratification»).

L'allure très souvent lenticulaire des termes calcaires correspond en fait à divers types de structures synsédimentaires et diagénétiques:

Description

– Les figures de base de bancs: les sillons et gouttières d'érosion (Pl.1.3).

– Les sillons d'érosion («furrows», Flood 1983) sont des chenaux érosifs de faible profondeur (de quelques centimètres au décimètre) pour des largeurs métriques à plurimétriques. Les deux types de sillons ont été identifiés (Flood 1983): des sillons à fonds plats et des sillons courbes peu profonds (quelques centimètres). Les gouttières d'érosion («gutter casts», Aigner & Fütterer 1978, Myrow 1992b), peu fréquentes, sont associées aux sillons.

– Les figures de sommet de bancs: les dômes et rides 3D érosives.

L'essentiel des sommets de strates est affecté par des structures érosives sur lesquelles se surimpose une bioturbation plus ou moins intense. Ce sont des structures de longueur d'onde comprise entre 10–20 cm et quelques mètres. Ce sont des rides symétriques 3D (Machida et al. 1974) ou des dômes (Harms 1975).

– Les figures de sommet de bancs: les brioches («mounds») (Pl. 1.4, 1.5).

Certains sommets de strates présentent des topographies érosives de largeur pluridécimétrique pour une hauteur de 10 à 25 cm, connues sous le nom de «mounds» (brioches, Baldwin & Johnson 1977). Ces petites buttes carbonatées sont des topographies résiduelles de sillons et gouttières d'érosion non remplies par des carbonates et directement fossilisées par les marnes (Goldring & Aigner 1982, Guillocheau 1990).

– Les bancs.

Les bancs calcaires présentent de nombreux amalgames (dichotomie latérale de bancs, érosions intra-bancs,...). Ils résultent donc de plusieurs «événements» hydrodynamiques différents. Les sillons d'érosion sont souvent remplis par des accu-

mulations de bioclastes (gryphées désarticulées) plus ou moins jointifs, parfois granoclassés et imbriqués (textures wackestone à packstone). L'association sillons d'érosion-dômes érosifs confère un aspect lenticulaire à ces strates.

Interprétation

En domaine de plate-forme, les sillons et gouttières d'érosion sont caractéristiques d'écoulements hélicoïdaux mixtes oscillatoire/unidirectionnel (Allen 1982) tout comme les dômes. Les rides symétriques 3D résultent d'écoulements strictement oscillatoires. Il s'agit de dépôts de tempêtes préservés entre la limite d'action des vagues de tempêtes («storm wave-base») et la limite d'action des vagues de beau temps («fairweather wave-base»), c'est-à-dire dans le large supérieur («upper offshore»). Cette interprétation est confirmée par les accumulations bioclastiques, caractéristiques de textures de tempêtes (e.g. Aigner 1985, Fürsich & Oschmann 1986, Handford 1986).

Les brioches («mounds»), expression d'un ravinement, sont façonnées par les vagues en l'absence d'apports terrigènes dans le domaine marin (Homewood et al. 1992).

Signification bathymétrique et variations dans le temps

Selon la configuration et la latitude du bassin, les limites d'action des vagues de beau temps et de tempêtes ont des profondeurs variables (e.g. Howard & Reineck 1981, Aigner & Reineck 1982, Guillocheau 1990). La limite d'action des vagues de beau temps est comprise entre 0 et 40 mètres. La limite d'action des vagues de tempêtes est comprise entre 80 et 120 m avec des maxima à 200–300 m.

Les dépôts d'avant-côte («shoreface») contemporains de ces dépôts correspondent aux grès du Luxembourg *s.l.* à HCS et SCS («swaley cross stratification») bien marqués, ce qui implique une profondeur minimale de 10 à 20 m pour la limite d'action des vagues permanentes. Les sillons et gouttières sont caractéristiques de dépôts de tempêtes proximaux (Aigner 1985, Guillocheau & Hoffert 1988, Myrow 1992a,b), c'est-à-dire n'excédant pas 40–50 m de profondeur.

Verticalement, l'association des figures sédimentaires varie.

– Les bancs 6/7 présentent des sillons à fonds plats marqués et des brioches bien exprimées.

– Les alternances comprises entre les bancs 9 et 21, ainsi qu'entre 53 et 61 montrent des sillons bien développés, mais moins plats et moins profonds que ceux des bancs 6/7.

La forme et la profondeur des sillons d'érosion est un critère de profondeur, les sillons à fond plats, bien marqués, étant les moins profonds (Guillocheau & Hoffert 1988, Myrow 1992a,b).

Sur la base de ces seuls critères d'évaluation bathymétrique à partir des structures de tempête, l'évolution des profondeurs proposée serait la suivante: une faible profondeur de 1 à 6/7, un approfondissement jusqu'aux niveaux 34/40, maintenu jusqu'au banc 53, une faible diminution de 53 à 61.

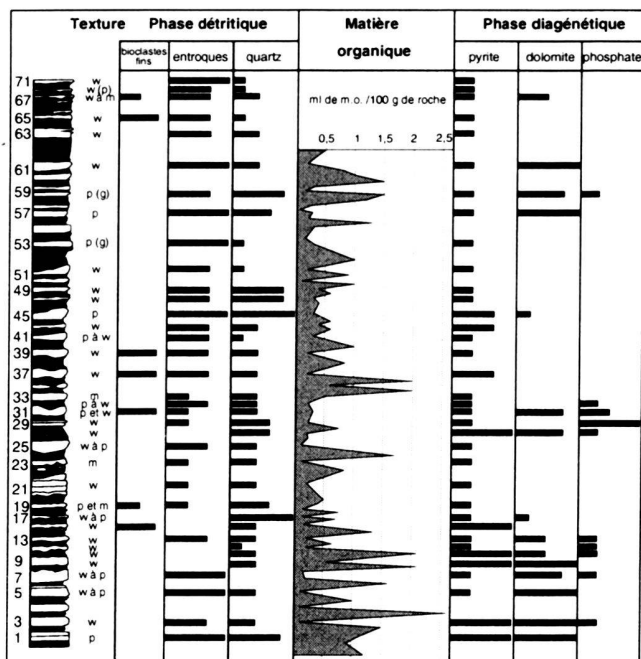


Fig. 6. Analyse lithologique partielle du Calcaire à gryphées de Xeuilley. Les bâtons noirs expriment des valeurs semi-quantitatives.

3.2 Lithologie

Elle est exprimée partiellement sur la figure 6, avec les analyses de lames minces de la quasi-totalité des bancs durs et de l'interbanc 12.

Les bancs durs sont de couleur grise à beige ou bleutée par pigmentation d'hydrotroilite; en général mal triés, ils présentent des textures souvent wackestone, parfois packstone, plus rarement à tendance grainstone (bancs 53 et 59); ce sont des marnes ou des calcaires argileux comportant 54 à 85% de carbonate de calcium. Quant aux interbancs tendres, de texture wackestone, ce sont des argilites calcaires ou des marnes, avec 32 à 62 % de carbonate de calcium (Fig. 7). La plupart d'entre eux est détritique, puisqu'il s'agit d'arénites plus ou moins fines, voire de lutites contenant néanmoins des bioclastes, ce qui n'exclut pas d'observer des lumachelles à gryphées (bancs 26 à 28). Tous renferment également de nombreuses coquilles d'organismes marins, de tailles et quantités variables, benthiques ou pélagiques, entiers ou fragmentés, ainsi que de multiples traces d'organismes fousseurs. Ces coquilles sont généralement plus abondantes dans les termes les plus argileux.

a) La phase détritique

Elle est autant terrigène que thalassogène, dominée respectivement par des argiles, de la micrite et des débris coquilliers. La paragenèse argileuse renferme de l'illite prédominante, de la kaolinite et des traces d'interstratifiés (Laugier 1971, Al Khatib 1976); les coquilles montrent une grande proportion de

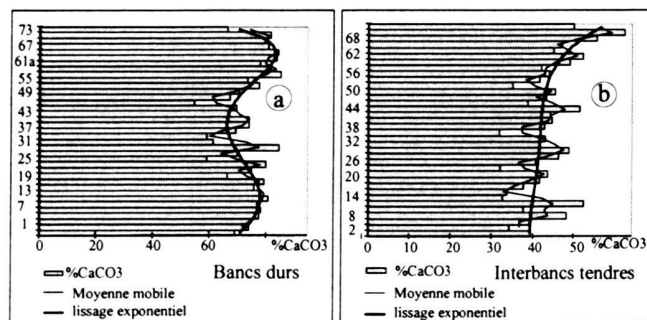


Fig. 7. Résultats calcimétriques sur la coupe de Xeuilley. a) bancs durs: résultats bruts et lissés. b) interbancs (bancs tendres): résultats bruts et lissés. Lisages réalisés sur Excel: moyenne mobile et lissage polynomial.

bivalves bien souvent accompagnés d'entroques, notamment à la base et vers le sommet de la coupe.

Plus accessoirement, il existe des grains de quartz toujours très anguleux, en moyenne de 10 à 100 μm , relativement nombreux dans les faciès les moins fins (bancs 1, 17, 45 et 59), absents dans le banc 7. Certains faciès du bas de la coupe renferment de la glauconie. C'est à la base de la coupe que les macro-restes végétaux sont les plus abondants (banc 2 charbonneux).

b) La phase organique

Des données de matière organique totale ont été obtenues par traitement palynologique; elles montrent des valeurs comprises entre 0,1 et 2,6 ml de matière organique pour 100 g de sédiment traité, systématiquement plus fortes dans les interbancs que dans les bancs (Fig. 6). Les analyses géochimiques de Xeuilley ne sont pas encore réalisées. A défaut, la phase organique a été étudiée par analyse Rock-Eval dans le sondage de Cerville, à une vingtaine de kilomètres au Nord-Est de Xeuilley (Hanzo & Espitalié 1992, 1993); celui-ci présente une grande similitude lithologique avec la coupe décrite ci-dessus.

Il ressort que la quantité de matière organique (M.O.) varie beaucoup: de 0,38 à 3,52% de carbone organique total (COT) (moyenne de 1%, par rapport à 1,16% pour les sondages de toute la Lorraine).

Les mesures de l'indice d'hydrogène (IH), avec des valeurs de 24 à 450, sont faibles en dehors du niveau basal (moyenne de 79, par rapport à 124 pour les sondages de toute la Lorraine); elles traduisent une augmentation de la mauvaise préservation de cette M.O., dès la base de la série.

Les températures maximales (T max) oscillent entre 402 et 435 et caractérisent une M.O. immature (moyenne de 426, par rapport à 424 pour les sondages de toute la Lorraine).

D'après la relation IH/Tmax, la M.O. est de type III, hormis pour le premier échantillon à la base de la coupe. En revanche, en Lorraine du Nord, elle comporte les types II et III. Il s'agit en fait d'une matière organique soit continentale, soit marine lessivée par des courants, donc dégradée, au cours du

dépôt ; cette dernière hypothèse est corroborée par les pics symétriques de pyrolyse du potentiel pétrolier (S2), malgré de faibles valeurs d'IH.

c) Les ichnofaciès

Trois associations de traces fossiles s'observent au sein de ces alternances. Une grande partie des bancs, notamment leur base, se trouve totalement désorganisée par des structures tubulaires multiples, plutôt subhorizontales, de près d'1 cm de diamètre moyen. Il s'agit généralement de *Thalassinoides* auxquels se joignent accessoirement d'autres traces de l'association d'ichnofaciès à *Cruziana* comme les *Rhizocorallium*. Les *Chondrites* se superposent fréquemment en sommet de bancs aux traces de l'association *Cruziana*, surtout lorsqu'il y a enrichissement en matière organique.

De nombreux sommets de bancs calcaires montrent des traces de l'association *Skolithos*, avec d'abondants *Diplocraterion*, quelques *Monocraterion* ou *Ophiomorpha* (?), ainsi que des *Kulindrichnus*. Ces structures s'observent en particulier lorsque la proportion d'argile augmente légèrement dans le calcaire. Exceptionnellement, un *Trypanites* (banc 1) a été observé, ce qui confirme l'existence d'un fond ferme ou durci; en outre, quelques grains de glauconie s'y trouvent associés.

Ainsi, les traces fossiles, particulièrement abondantes dans certains bancs de cette série, attestent de fonds généralement mous («softground») à fermes («firmground»).

d) La phase diagénétique

Elle est représentée par la pyrite, la dolomite et le phosphate. De plus, les très fins fragments de micrite allochtone recristallisent au cours de la diagenèse; l'aggradation de la micrite est visible en lame mince et au microscope à balayage.

La pyrite, abondante dans les niveaux les plus argileux, est présente en fond continu dans les bancs durs, en fine dispersion et/ou en amalgame, parfois liée aux coquilles; elle est néanmoins plus répandue dans les bancs 27 et 61.

Dans un tel milieu riche en argile et en matière organique, l'omniprésence de ce minéral apparaît banale. Sa concentration locale en cristaux agglomérés et visibles à l'oeil résulterait d'une recristallisation «in situ» de la phase fine et dispersée précédente.

La dolomite, en rhomboèdres plus ou moins jointifs, s'observe tout particulièrement dans les premiers bancs calcaires amalgamés de l'Hettangien et du Sinémurien basal; Laugier (1971) signale près de 6% de $MgCO_3$ dans le banc 1; cette teneur diminue ensuite à 2 et 3%, pour être beaucoup plus réduite au sommet de la coupe, avec néanmoins une réapparition dans les bancs 57 à 61.

L'enrichissement en magnésium à deux niveaux distincts de cette série suggère une origine primaire de la concentration, donc un lien génétique avec l'environnement de dépôt, par exemple lorsqu'il devient protégé ou restreint (Tucker & Wright 1990). Le développement de rhomboèdres subjointifs, localement très abondants, conduit à reconnaître la trace de

(re)cristallisations plus ou moins tardives au cours de la compaction (Moore 1989); elles seraient partiellement liées à une dissolution et à l'existence de termes un peu plus poreux et perméables (Aissaoui 1988). Cette dernière étape ne représenterait que l'expression locale et quasi-autochtone d'un stock en Mg piégé très tôt dans les sédiments.

Les phosphates se présentent sous trois aspects (Al Khatib 1976). Dans quelques bancs de l'Hettangien et de la base du Sinémurien (banc 21), il s'agit soit d'imprégnation de fins niveaux calcaires ou marneux, soit de nodules diagénétiques pluricentimétriques à contours amiboïdes. Dans le banc 47 un tel nodule est recoupé par des *Chondrites* non phosphatés, ce qui montre le caractère très précoce de cet enrichissement. En outre, dans certains bancs de la moitié supérieure de la coupe, les phosphates forment aussi des manchons autour des structures de type *Kulindrichnus*. Il existe également des bioclastes phosphatés, notamment dans les bancs 12 à 15 et 27 à 33.

Ainsi, l'association des phosphates aux niveaux les plus amalgamés de la base de la série, parfois enrichis en glauconie, suggère qu'une précipitation initiale a pu intervenir lors des épisodes de condensation de la série, comme il en est dans de nombreuses séries d'offshore à taux de sédimentation peu élevé (Cojan & Renard, 1997). Une réorganisation précoce quasiment sur place n'est pas à écarter en liaison avec une activité vitale notamment en milieu suboxique (Garrison et al. 1987, Einsele 1992). Enfin, les fragments coquilliers sélectivement enrichis du vivant des organismes ou au moment du dépôt lui-même se redistribueraient çà et là lors des épisodes successifs de tempêtes.

3.3 Organisation séquentielle

Elle apparaît grâce à l'évolution des facteurs suivants.

a) La stratonomie

L'analyse du mode d'empilement des faciès montre que les alternances marno-calcaires décimétriques s'organisent en rythmes pluriscalaires.

Pour un rythme élémentaire donné, les alternances montrent généralement des évolutions lithologiques rapides de l'un à l'autre terme. Toutefois, localement, cette évolution se fait plus progressive, notamment en passant du terme calcaire à l'intercalaire marneux sus-jacent. Il existe donc un lien génétique entre les deux termes d'un tel cycle. Dans tous les cas, les deux lithologies correspondent à des teneurs en $CaCO_3$ contrastées (Fig. 7); les bancs durs plus calcaires renferment de 54 à 85% de ce constituant, alors que les interbancs tendres n'en comportent que 32 à 62%. Ces séquences s'empilent irrégulièrement et montrent des évolutions d'épaisseurs relatives.

Dans une alternance plurimétrique, il apparaît une succession d'ensembles lithologiques : un premier ensemble, du banc 1 à 22, se caractérise par une prédominance de bancs calcaires durs (Pl. 1.2), alors que la tendance s'inverse jusqu'au banc 62. Puis jusqu'au banc 71, la série se termine par une alternance à parts égales de bancs durs et d'interbancs tendres.

b) La teneur en argiles

La teneur en argiles présente des évolutions différentes dans les bancs et dans les interbancs. Dans les interbancs (Fig. 7b), la succession d'environ six cycles s'organise suivant une dérive générale vers le pôle carbonaté, perceptible sur la courbe de lissage. Dans les bancs, la courbe de lissage polynomiale (Fig. 7a) laisse apparaître deux maxima séparés par un minimum au milieu de la série.

c) La matière organique

La quantité de matière organique totale, connue seulement par le sondage proche de Cerville, montre des valeurs particulièrement fortes en bas de la coupe (Hanzo & Espitalié 1992, 1993) traduisant une meilleure conservation de cette matière organique liée au confinement du milieu à l'Hettangien.

d) La dolomite

L'analyse chimique des bancs durs présentée par Laugier (1971) montre une évolution assez semblable à celle suggérée par l'analyse microscopique.

4. Paléontologie

4.1 Inventaire macropaléontologique de Xeuilley (Fig. 8)

- Végétaux: macrorestes charbonneux de bois indéterminés
- Spongiaires: spongiaire (?) indéterminé encroûtant les coquilles
- Cnidaires: *Stylophyllopsis* cf. *guettardi* (BLAINVILLE).
- Annélides: *Serpula* (*Cycloserpula*) sp., *Serpula* (*Cycloserpula*) *socialis* GOLDFUSS
- Mollusques: (ammonites déterminées par S. Franiatte, Fig.3), *Nannobelus* sp., Nautilé, *Solarium* sp., autres gastropodes indéterminables, *Gryphaea arcuata* LAMARCK, *Liostraea* sp., *Entolium* sp., *Chlamys* sp., *Plagiostoma gigantea* SOWERBY, *Plagiostoma* cf. *hermanni* VOLTZ, *Oxytoma* sp., *Pinna* sp., *Trichites* sp., *Pleuromya* sp., *Cardinia* sp.
- Arthropodes: *Zapfella* sp., fragments de pinces de crabes
- Brachiopodes (détermination Y. Alméras, Fig.4) *Lingula metensis* TERQUEM, *Liospiriferina spirigeroides* (ROLLIER), *Liospiriferina* sp., *Callospiriferina tumida* (V. BUCH), *Spiriferina verrucosa* (ZIETEN), *Spiriferina munsteri* (DAVIDSON), *Spiriferina* sp., *Calcirhynchia calcaria* BUCKMAN, *Calcirhynchia renevieri* (ROLLIER), *Piarorhynchia juvenis* (QUENSTEDT), *Piarorhynchia* sp., *Zeilleria perforata* PIETTE, Térébratules indéterminées
- Bryozoaires: *Stomatopora* ?
- Echinodermes: Oursins indéterminés (plaques et radioles), *Isocrinus* sp., *Balanocrinus* sp., Ophiurides ?, *Achistrum* sp.
- Vertébrés: *Acrodus* sp., *Birgeria* sp., fragments osseux indéterminés
- Ichnofossiles: *Kulindrichnus langi* HALLAM, *Diplocraterion* sp., *Monocraterion* sp., *Chondrites* sp., *Thalassinoides* sp., *Arenicolites* sp., *Rhizocoralium* sp., *Ophiomorpha* (?) sp., perforations filiformes (phoronidiens ?), perforations indéterminées.

a) Taphonomie et distribution

Taphonomie

Les assemblages correspondent à des symmigiés qui résultent du mélange entre des fossiles autochtones en position de vie et des fossiles ayant subi un transport qui peut être considéré

comme plus ou moins important selon les cas («mixed assemblage» de Hallam 1960).

Les bois flottés et les spores et pollens sont considérés comme le matériel exotique ayant subi le plus long transport. La faiblesse de l'usure de la plupart des coraux, des coquilles et des épizoaires associés indique un transport probablement limité, mais certainement bref.

Les bivalves endobiontes (*Pleuromya*) sont par contre souvent en position de vie.

Les lingules, de petite taille, bien qu'endobiontes, sont trouvées avec des orientations aléatoires qui trahissent un transport. En revanche, elles restent très souvent avec leur valves connectées.

Les crinoïdes sont observés dans des situations variées. Parfois en éléments très dispersés, ils sont fréquemment trouvés sous forme d'articles divers plus ou moins disjoints, mais nettement regroupés localement, ce qui milite plutôt en faveur de leur autochtonie. Ceci est fréquemment le cas dans le Sinémurien.

Les ammonites se présentent différemment suivant leur taille et leur distribution dans la série. Les petites ammonites hettangiennes présentent des orientations quelconques et une coquille calcifiée. Les grosses ammonites sinémuriennes se présentent souvent sous forme de moules internes, parfois encroûtés, résultant du remplissage des loges d'habitation et des dernières loges du phragmocône. Les tours internes sont généralement comprimés. L'orientation parallèle à la stratification est la règle. Les bélemnites présentent généralement une distribution et une orientation quelconque; dans quelques cas, des concentrations anormales évoquent des situations de préservation (Doyle & McDonald 1993).

Les ichnofossiles de substrat mou sont bien sûr autochtones, alors que les ichnofossiles de substrat dur sont en position primaire relative, presque exclusivement situés sur les coquilles. Les *Diplocraterion* sont toujours protrusifs.

Distribution

Une évaluation semi-quantitative de la macrofaune a été réalisée sur le terrain. Les résultats sont présentés sur la figure 8. Quelques faits peuvent être soulignés.

Les coraux (exclusivement *Stylophyllopsis*) sont présents seulement dans certains bancs de la base de la coupe (bancs 9 à 39).

Les gastropodes sont aussi plutôt localisés dans cette base de la coupe.

Les gryphées ne deviennent abondantes qu'au Sinémurien, à partir du banc 10. Les *Chlamys* sont plus fréquents en sommet de coupe.

La répartition des brachiopodes montre une quasi-exclusion entre les Rhynchonellidés et l'ensemble *Zeilleria perforata*-*Spiriferinidés* (Fig. 4 et 9). Les Rhynchonellidés montrent une nette préférence pour les bancs calcaires, tandis que l'autre groupe se limite aux niveaux les plus argileux. Parmi les brachiopodes, les lingules sont surtout abondantes entre les bancs 25 et 37 où elles n'ont pas été déterminées spécifiquement.

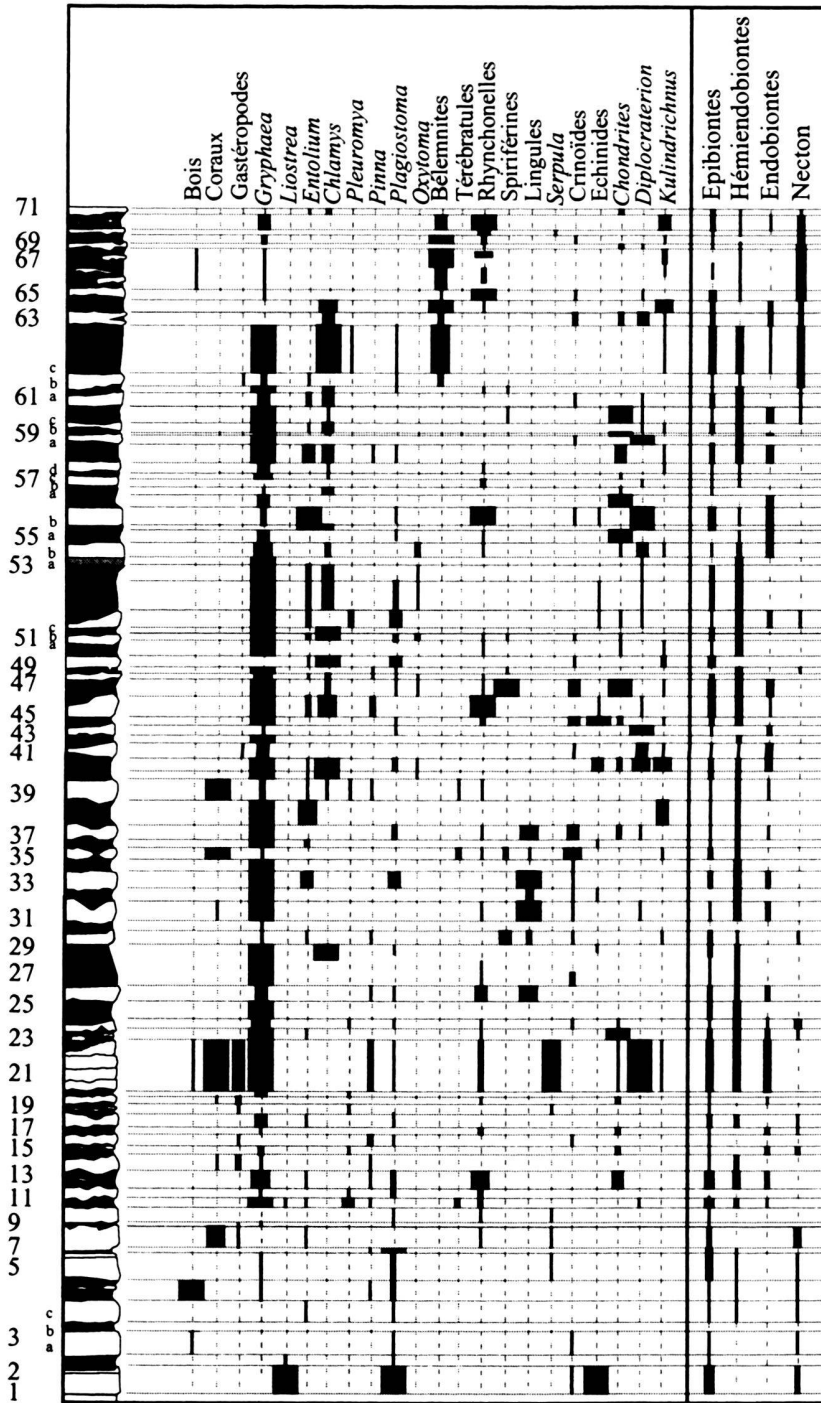


Fig. 8. Relevé semi-quantitatif des macrofossiles de Xeulley.

Les crinoïdes (quasi-exclusivement *Isocrinus*) sont assez uniformément distribués le long de la coupe, mais leur taille est plus grande au Sinémurien qu'à l'Hettangien où leur autochtonie est moins établie.

Les céphalopodes, principaux représentants du necton, sont développés surtout dans la partie terminale de la coupe

où apparaissent en particulier les premières bélemnites à côté des grands Arietitidae.

L'épifaune et l'hémi-endofaune sont globalement assez continûment distribuées, alors que l'endofaune montre de nombreuses interruptions.

b) Cas particulier des gryphées

Dans le passé, elles ont été à l'origine de nombreuses études morphométriques du fait de leur abondance et d'une assez bonne conservation. Ces études et l'ensemble des discussions suscitées sont résumés par L. Nori (1999) où il est bien montré que les gryphées ont été davantage considérées comme objet d'évolution que comme outil paléocologique.

Taphonomie

Les échantillons récoltés dans la carrière de Xeuilley sont diversement conservés (Fig. 9a) : les crochets sont, soit totalement absents, soit simplement érodés ou bioérodés (58%); parfois les bords ventraux sont cassés (24%); les valves droites sont présentes, mais l'association valve droite-valve gauche est peu fréquente (11%); seuls 7% des gryphées montrent une connexion exacte des deux valves. Il est à noter que pour le banc 21, 50% des coquilles sont composées de leurs deux valves et que 33% des valves droites sont en connexion.

Les coquilles sont plus abondantes dans les marnes que dans les calcaires. Quelle que soit la nature du sédiment, elles sont orientées de façon aléatoire, laissant imaginer un transport *post mortem*.

On retrouve, sur les coquilles, la quasi-totalité des épi-zoaires décrits par Hary (1987). Des perforations (Fig. 9a) sont présentes dans environ 12% des coquilles; elles peuvent être très abondantes dans certains bancs (jusqu'à 76% des coquilles dans le banc 42).

Etude morphométrique

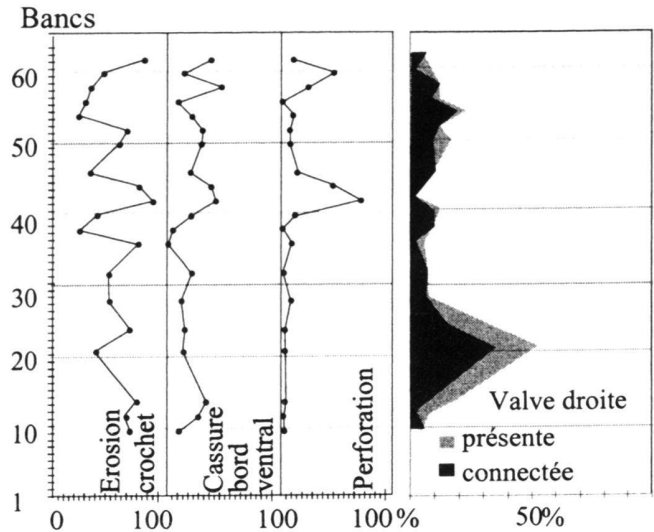
L'enroulement de *Gryphaea arcuata* est considéré depuis longtemps comme étant relativement proche de l'enroulement d'une spirale logarithmique (Thompson d'Arcy 1917). Ce modèle ne fait pas l'unanimité chez tous les auteurs, mais c'est actuellement le meilleur moyen disponible de quantifier la morphologie de la gryphée (Bayer et al. 1985). C'est pour cette raison que nous avons déterminé comme point de référence pour chaque gryphée le centre de la pseudo-spirale selon la méthode mathématique de Bennett (in Thompson d'Arcy 1917), qui consiste en l'inscription d'une succession de gnomons de triangles isocèles dans une spirale donnée (Fig. 9b).

On dispose d'environ 30 spécimens par banc, sur un total de 20 bancs, soit 626 coquilles de gryphées. Pour des raisons d'absence, de rareté ou de difficulté d'extraction des gryphées, certains bancs n'ont pu être étudiés. C'est le cas de tous les bancs calcaires dans lesquels il est difficile de recueillir suffisamment de spécimens pour effectuer une étude statistique. Seul le banc 21 a pu être échantillonné, mais dans ce banc les gryphées sont recueillies à l'interface marne-calcaire et non au coeur du banc.

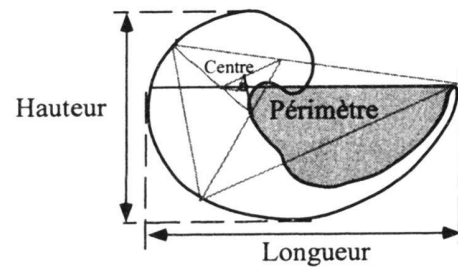
Les coquilles sont sectionnées selon une coupe dorso-ventrale. Sur des spécimens possédant encore un bord ventral, il est possible de relier le centre de la pseudo-spirale et l'extrémité du bord ventral. Le segment ainsi obtenu sera la base de toutes les mesures. Trois mesures ont été effectuées : la longueur, la hauteur et le périmètre interne de la coquille, donnant un petit aperçu de la masse vivante (Fig. 9b).

Il en résulte que les trois mesures morphométriques oscillent tout le long de la coupe (Fig. 9c) et sont corrélées à 90%, ce qui traduit des variations de taille (Fig. 9d). On observe des maxima pour les bancs 38, 40 et des minima pour les bancs 10 et 12.

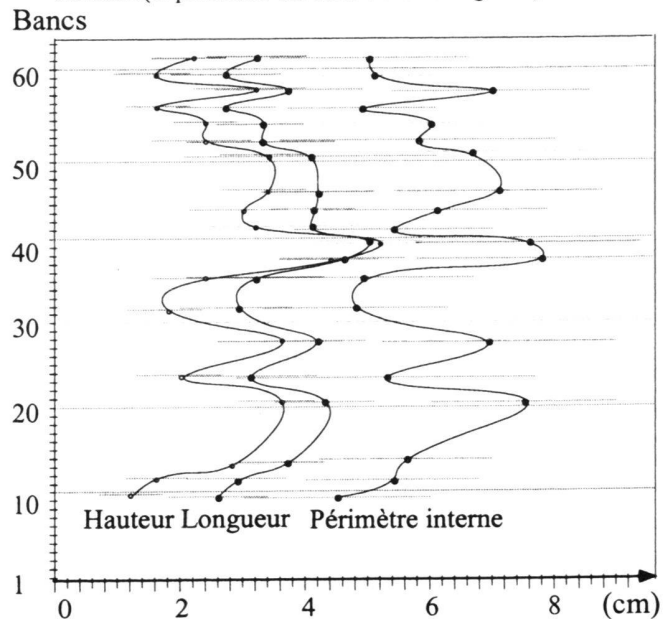
Si l'on reporte la hauteur en fonction de la longueur pour l'ensemble des spécimens de chaque banc, on constate qu'il est possible, par exemple, de différencier la population appartenant au banc 10 de celle du banc 40. En revanche, il n'est pas possible de séparer la population du banc 12 de celle du banc 56.



a) Relevé quantitatif de données taphonomiques.



b) Méthode de positionnement du centre et des différentes mesures (le périmètre est celui de la zone grisée)



c) Evolution des différentes mesures effectuées sur les valves gauches de *Gryphaea arcuata*

Fig. 9. Les gryphées de Xeuilley: étude morphométrique.

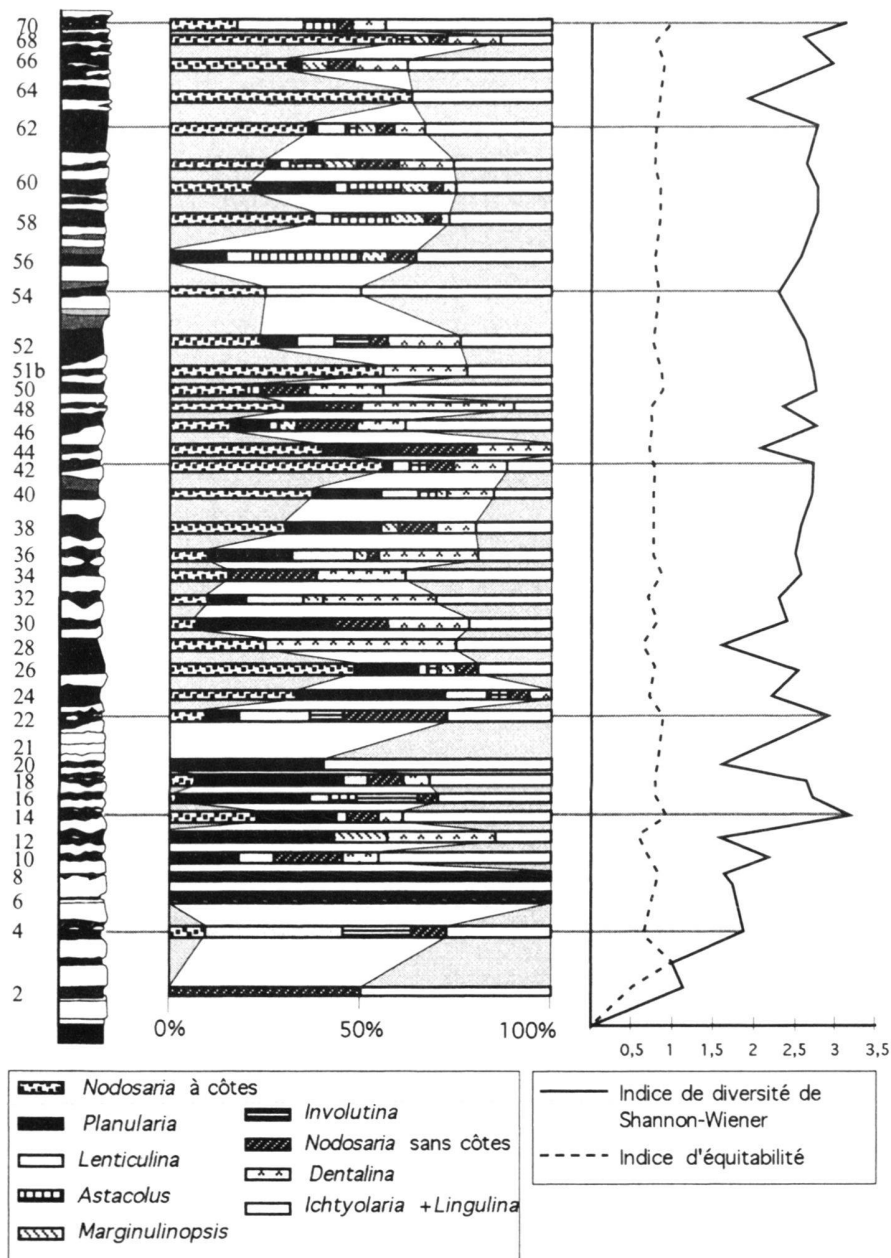


Fig. 10. Les microfossiles calcaires de Xé distribution des morphogènes de foraminifères et évolution verticale de la diversité de l'ens de la microfaune calcaire.

Discussion

Les fluctuations observées sur les paramètres H, L et P correspondent à des variations de taille. Les corrélations entre les paramètres indiquent clairement que, hormis la taille et quelques modifications de la quantité d'enroulement, la morphologie définie par ces paramètres reste inchangée. Ceci implique la reconnaissance d'une seule et unique espèce: *Gryphaea arcuata*. A l'intérieur de cette espèce, des variations morphotypiques réversibles sont observées (Fig. 9c). Cette réversibilité incite à envisager plutôt une origine phénotypique de ces variations. Si tel est le cas, il reste à interpréter ces variations en terme de facteurs de contrôle environnementaux.

4.2 Micropaléontologie

Deux groupes de microfaune benthique sont présentés (F – les foraminifères principalement représentés par *Nodosariidae* avec les genres (ou morphogènes) sur *Lenticulina*, *Astacolus*, *Marginulinopsis*, *Planularia*, *Lin*, *Nodosaria* (avec et sans côtes), *Dentalina*, *Ichtyolaria*, *lutina*.

– les ostracodes dont les espèces suivantes sont figuré DONZE (1985): *Ogmoconcha hagenowi* DREXLER, *relloidea* cf. *drexlerae* FIELD, *Lophodentina* cf. *conv* DONZE. D'autres genres sont également présents: *Bai* *Pseudohealdia*, ? *Polycopa*.

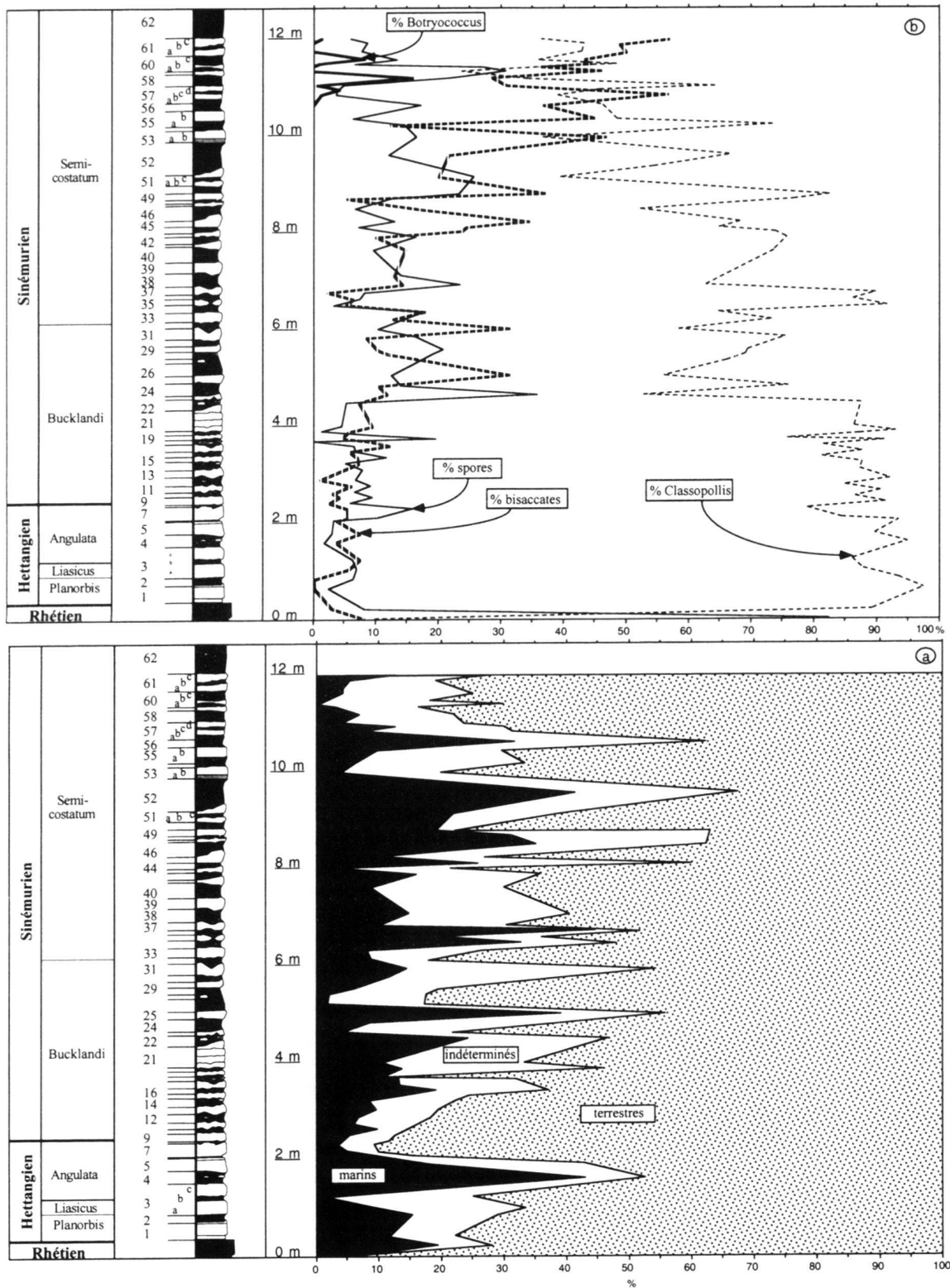


Fig. 11. Le contenu palynologique de la coupe de Xeuilly: a) spectre palynologique de la coupe de Xeuilly: palynomorphes marins, terrestres et indéterminés par rapport au total. b) évolution de l'abondance des différents palynomorphes d'origine terrestre (par rapport au total des terrestres).

Des lavages ont été pratiqués dans tous les interbanes marneux. Ils font apparaître une augmentation de la diversité, mesurée par l'index de Shannon Wiener, de l'ensemble de la microfauune, avec une augmentation très nette à partir de la limite Hettangien-Sinemurien. L'équitabilité est à peu près constante, ce qui signifie que les variations de diversité ne s'accompagnent pas de la prépondérance d'un groupe par rapport aux autres. Des pics de diversité sont à signaler dans les banes 14, 22, 70.

Une tendance générale est perceptible dans l'augmentation des *Nodosaria* à côtes aux dépens des *Planularia*.

4.3 Palynologie

a) Résultats

Approche qualitative

La matière organique, considérée dans sa totalité (matériel amorphe et figuré) est à l'origine d'une alternance de lames palynologiques à faciès humique (sans matière organique) et de lames palynologiques à faciès sapropélique (dans lesquelles les microfossiles sont ennoyés dans la matière organique amorphe pulvérulente). L'état de conservation des microfossiles est assez médiocre et la pyritisation fréquente.

La composition des assemblages successifs varie assez peu. Du fait de l'absence de changements qualitatifs marquants, aucune coupure palynostratigraphique majeure (apparition ou disparition de taxons) ne s'observe, hormis celle, très nette, qui marque la limite entre le Rhétien (niveau -1) et le Lias (de 0 à 62). Le niveau -1 livre notamment de rares dinokystes du genre *Rhaetogonyaulax*. Le matériel d'origine continentale est représenté par des spores, des pollens (essentiellement des bisaccates et des *Classopollis*) et des algues d'eau douce (*Botryococcus*). Le matériel d'origine marine est, quant à lui, essentiellement composé de tasmanacées, d'acritarches et de basales de foraminifères. La présence de dinokystes, maintes fois soupçonnée, n'est pas avérée dans la partie liasique de la coupe, du fait du mauvais état de conservation des microfossiles. Enfin, de petites sphères qui pourraient être, soit des pollens inaperturés, soit des corps internes de *Classopollis* ou des léiosphères (acritarches), sont fréquentes dans les préparations. Elles ont été regroupées sous le terme d'«indéterminés».

Approche quantitative (Fig. 11b)

L'observation des palynofaciès montre que les teneurs en matière organique et pyrite sont plus élevées dans les niveaux marneux (palynofaciès sapropéliques) que dans les niveaux calcaires (palynofaciès humiques). Les teneurs en pyrite sont notamment élevées dans les banes 1, 3a, 21, 44 et 50. Plus globalement, on observe une baisse de la quantité de matière organique amorphe (MOA) entre les banes 0 et 3a, ainsi qu'entre les banes 6 et 32. Une augmentation nette lui succède, jusqu'aux niveaux 36-38, eux-mêmes suivis d'une nouvelle diminution jusqu'au niveau 52. L'évolution des teneurs en matière organique figurée (MOF) est opposée à celle de la MOA.

En ce qui concerne les éléments figurés, la seule limite qualitative, établie entre les banes -1 et 0, est très nette d'un point de vue quantitatif. Elle est en effet marquée par un effondrement du nombre des spores (de 85 à 5% des terrestres) au profit des *Classopollis* (qui passent de 10 à 90% des terrestres). Cette limite est celle de la grande extinction de masse Trias-Lias.

- Les apports continentaux (Fig. 1)

Les spores sont assez peu abondantes, sauf dans le bane -1 (Rhétien) et dans certains échantillons calcaires (7, 23, 49 et 59). La présence des spores dans les échantillons reste néanmoins assez constante en dehors de ces épisodes particuliers. De même, une grande stabilité dans la composition des taxons terrestres est observée jusqu'au bane 22 (aux alentours de 90% de *Classopollis*, 5% de spores et 5% de bisaccates). A partir du bane 23, en dépit de fluctuations subordonnées, la proportion de pollens bisaccates augmente globalement vers le sommet de la coupe de façon inverse et complémentaire aux *Classopollis*. Les *Botryococcus*, microfossiles surtout présents au sommet de la coupe, témoignent, avec les pics de spores (58, 59, 60a), d'influences continentales plus marquées, même si leur pourcentage reste faible (au maximum 10% environ des terrestres).

- Les apports marins

Les dinokystes sont présents dans le Rhétien (niveau -1), absents dans le Lias, excepté dans les niveaux 37 à 39 où leur présence est très probable (mauvais état de conservation). Les tasmanacées, dont la présence est pratiquement constante tout au long de la coupe, présentent deux pics remarquables dans les niveaux 25 et 31 et des pics subordonnés (7, 53, 57c). L'abondance des acritarches du bane 0 jusqu'à la base du bane 7 est plus épisodique ensuite (niveaux 8, 16, 24, 28, 34), jusqu'au niveau 36 où leur prédominance dans les assemblages marins s'établit à nouveau (de 36 à 47 et de 52 à 57b). Le sommet de la coupe est marqué par une présence réduite des acritarches. Les basales de foraminifères ont été observées depuis le niveau 0 jusqu'au 51 au-dessus duquel elles sont absentes. Elles sont notamment abondantes dans les banes 7 à 23, puis, plus irrégulièrement, dans les banes 35 à 51.

Dans l'ensemble, les variations observées au niveau des apports marins sont beaucoup moins faciles à interpréter que pour les apports terrestres. Le nombre de fossiles comptés est moins grand et on peut donc s'attendre logiquement à ce que les tendances exprimées par ces groupes minoritaires dans les assemblages palynologiques soient moins significatives.

b) Interprétation

Le Rhétien (niveau -1) correspond à un épisode à fortes influences continentales, dominé par les spores, ce qui confirme les conclusions de Rauscher et al. (1995).

Le reste de la coupe semble correspondre à un milieu marin à tendances plus ou moins restreintes. La première période riche en formes marines est située au niveau du bane 4

(apports marins constitués exclusivement d'acritarches). Un épisode largement dominé par les formes terrestres lui fait suite jusqu'au banc 22 ou 24. Au cours de cet épisode, 14 échantillons (niveaux 4 à 16) décrivent une augmentation (jusqu'au banc 7) suivie d'une diminution très progressive des formes terrestres.

La deuxième période plus marine est indiquée au niveau du banc 25 (peut-être déjà au niveau du banc 22) par un pic de tasmanacées (Combaz 1966, 1967, Taugourdeau-Lantz 1968, Muir & Sarjeant 1971), la troisième intervient au niveau des bancs 34 à 36 (acritarches dominants, foraminifères abondants), 46 à 48 pour la quatrième (où 95% des marins sont des acritarches), 52 (seul niveau où les marins dominent les terrestres) pour la cinquième (100% des marins sont des acritarches) et enfin 56 pour la sixième et dernière (100% des marins sont des acritarches).

Dans les formes terrestres, les *Classopollis* diminuent régulièrement à partir du niveau 25 au profit des spores et, surtout, des pollens bisaccates. En terme d'environnement les *Classopollis* sont considérés comme des pollens de cheirolépidiacées (Courtinat, 1989) généralement interprétées comme des plantes de marécage côtier, alors que les bisaccates sont considérés comme les plus facilement transportables aussi bien par voie aérienne que par voie aquatique (Abbink, 1998). Au sommet de la coupe, la présence d'algues d'eau douce (*Botryococcus* à partir du niveau 57) indique des influences continentales plus marquées.

L'amplitude des variations entre échantillons successifs définit le style du signal palynologique. Celui-ci évolue tout au long de la coupe: ce signal est plus clair, mieux détaillé vers la base de la coupe (cycle augmentation-diminution des terrestres décrit par un grand nombre d'échantillons du banc 4 au banc 16). Au sommet, on retrouve des tendances exprimées par plusieurs échantillons successifs, mais ils ne sont jamais plus de trois ou quatre. Ce phénomène pourrait être lié, soit à une sédimentation discontinue qui ne permet pas de suivre une évolution nette dans les niveaux les plus élevés de la carrière, soit à une tendance à la condensation de la sédimentation. Dans ce dernier cas, le pas d'échantillonnage, bien que réalisé banc par banc, est peut-être insuffisamment resserré pour pouvoir suivre pas à pas l'évolution des assemblages palynologiques. La dernière explication possible est celle d'un milieu où le faible relief, la configuration des fonds et des côtes font que la moindre variation du niveau marin influe sur la composition des assemblages palynologiques.

5. Interprétation paléoenvironnementale

5.1 Facteurs de l'environnement

a) Lumière

Le Calcaire à gryphées ne montre ni algues benthiques ni coraux zooxanthellés. Les seuls coraux présents sont des stylophyllides simples, dont rien n'indique qu'ils dépendaient de la

lumière. Par ailleurs, on peut remarquer une différence de composition avec les faunes plus nordiques de la frontière franco-belge, paléogéographiquement plus proximales, qui présentent des formes clairement exigeantes en lumière (formes coloniales thamnastéroïdes). Les gastropodes, plus divers et plus nombreux à la base de la coupe, ne pourraient-ils pas être interprétés comme indirectement contrôlés par la lumière dans leur distribution?

Ceci amènerait à considérer une décroissance de la lumière et un passage vers la zone oligophotique vers la base du Sinémurien.

b) Substrat

En premier lieu, on peut relever la présence d'organismes marqueurs endobenthiques comme les *Pleuromya*, les nombreux ichnofossiles (*Diplocraterion*, *Chondrites*, *Kulindrichnus*, etc...) ou héli-endobiontes (*Gryphaea*, *Pinna*). Par analogie avec les huîtres actuelles, le facteur substrat doit être également examiné dans le contrôle de la forme des coquilles de gryphées. L'envasement est un des facteurs régissant la morphologie des coquilles. La poussée en hauteur leur permet de maintenir leur extrémité postérieure constamment hors de la vase (Ranson 1951). La forme même de croissance des gryphées est une indication de cette consistance molle du substrat. Une différence d'induration bien compréhensible existait probablement entre banc et interbanc et qui peut être attestée dans quelques cas par la netteté des contours de bioturbation ou la conservation de fentes de diastase.

Les substrats préférentiels des lingules actuelles sont des sédiments compacts, de bonne stabilité, sables plus ou moins grossiers et graviers colmatés par des sablons et des sables très fins, ces derniers étant indispensables à la réalisation des terriers (Emig et al. 1978, Emig 1984). A Xeulley, elles sont fossilisées surtout dans la partie médiane de la coupe (niveaux 25 à 37 Fig. 9) en position resédimentée dans des faciès wackestone.

La distribution des épizoaires est également révélatrice. On peut relever parfois leur présence sur la partie supérieure de *Pinna* ou de *Gryphaea*, partie hors du sédiment au moment où ces organismes vivaient. On trouve par exemple l'essentiel des épizoaires encroûtants ou perforants pré-cités et décrits par Hary (1987) exclusivement sur les coquilles. Les substrats durs nécessaires à la vie de nombreux organismes étaient exclusivement concentrés sur les coquilles dépassant du fond, telles *Gryphaea*, *Pinna*, *Plagiostoma*, ammonites.

Le substrat était donc généralement mou à ferme. Seul le toit du banc 1 s'est induré suffisamment pour permettre la fixation d'huîtres (*Liostrea*).

c) Hydrodynamisme

Les essais expérimentaux réalisés sur *Gryphaea* mènent à penser que la vitesse du courant ne devait pas dépasser une douzaine de cm/s (Hallam 1968). Une vitesse supérieure compromettrait la stabilité et donc la vie.

A cause de la morphologie de leurs articulations et de leur long pédoncule, les crinoïdes (*Isocrinus*) ne pouvaient accepter de forts courants et surtout des turbulences. Pour les pentacrinés actuelles comparables, il est difficile d'imaginer une vitesse supérieure à 50 cm/s (Ameziane-Cominardi et al. 1991; David 1998).

L'hydrodynamisme n'est pas un facteur très limitant dans le milieu de vie des lingules, l'ancrage de leur pédoncule étant solide (Emig 1988). L'action des tempêtes, entraînant l'instabilité du substrat, limite néanmoins leur développement et favorise leur fossilisation dans le milieu de dépôt (Emig 1981).

La présence des Spiriferines et des Zeilleries (*Zeilleria perforata*) est considérée comme un indice de milieu calme (Fürsich & Hurst 1974, Alméras & Elmi 1987).

Ces données écologiques, qui traduisent surtout une situation de beau temps, ont un intérêt pour le diagnostic du milieu de dépôt seulement dans la mesure où l'on démontre le caractère autochtone de ces faunes. En ce qui concerne les gryphées, certains bancs (27-28) lumachelliques, montrent un net caractère remanié, les coquilles s'accumulant dans toutes les positions. Dans la plupart des bancs, les densités sont beaucoup plus faibles, les valves sont parfois connectées ou souvent séparées; l'usure des coquilles est le plus souvent faible, forte seulement dans certains bancs (32). Les valves connectées peuvent être interprétées comme transportées de leur vivant, le muscle adducteur maintenant associées les deux valves pendant le transport. Globalement, il semble difficile d'imaginer une origine lointaine à ces gryphées. Dans le cas des crinoïdes, la présence de fragments en groupes très localisés indique une absence de dispersion *post mortem*. Ceci est vrai pour le Sinémurien, sans doute plus discuté pour l'Hettangien, où les petites columnales dispersées sont nombreuses.

De même certains groupes de bélemnites qui peuvent être interprétés comme des régurgitations ou des contenus digestifs (Doyle & Mac Donald 1993) restent en l'état, sans dispersion.

L'Hettangien, où les gryphées sont quasi absentes, est marqué par l'existence des rides d'oscillation (banc 1) et par des sillons d'érosion (par exemple toit du banc 5) liés à l'action des vagues de tempêtes. L'association de gouttières à des sillons de 0,5 à quelques mètres de large, résulterait d'écoulements hélicoïdaux induits par des courants à la fois unidirectionnels et oscillatoires (Aigner 1985) correspondant à des dépôts de tempêtes proximaux.

Dans le Sinémurien, les textures de dépôt et les structures sédimentaires permettent aussi de préciser les variations de cet hydrodynamisme. La plus grande abondance des argiles et la plus grande discrétion des sillons et gouttières d'érosion, surtout dans la partie médiane de la coupe, témoignent d'un contrôle occasionnel de la sédimentation par des tempêtes plus distales. Les dépôts coquilliers désorganisés sont l'expression d'apports par des tempêtes. Les dépôts dominés par les argiles ou la micrite, à matière organique amorphe préservée, sont plutôt le produit de la décantation. Il y a néanmoins un risque à considérer toute accumulation bioclastique comme résultant du seul contrôle hydrodynamique, ce qui conduit à négliger toute variation propre à la production carbonatée biologique.

Cet ensemble de données indique un milieu de vie calme, mais un mécanisme de dépôt dont le contrôle hydrodynamique est surtout celui de la tempête qui remanie brièvement des coquilles, sans grande abrasion et sans qu'un grand transport soit nécessaire.

d) Taux de sédimentation

A l'échelle de la formation, on peut remarquer que les épaisseurs correspondant à chaque biozone vont en augmentant de la base au sommet, avec néanmoins une épaisseur réduite des sous-zones à Scipionianium et Sauzeanum au sommet de la coupe. Bien que l'habitude soit désormais prise de raisonner sur des durées moyennes de zones (1,33 millions d'années à l'Hettangien et 1,7 million au Sinémurien, d'après Odin & Odin 1990), il faut bien avouer que l'on ne sait rien de la durée réelle de chaque zone. On ne peut pas dire si le taux de sédimentation augmente ou bien si, tout aussi probablement, le taux de sédimentation restant à peu près constant, c'est la vitesse d'évolution des ammonites qui ralentit.

A l'échelle du banc, il est fort probable que le calcaire représente de très courts temps par rapport aux marnes. On peut tenter de se convaincre par un petit calcul indicatif. Considérons un empilement d'un banc calcaire de 15 cm d'épaisseur et contenant 90% de CaCO₃ et d'un banc marneux de 10 cm à 30% de carbonate. 1 m² de cet empilement correspond à 0,165 m³ de CaCO₃. Si par hypothèse, ce doublet était déposé en quelque 20 000 ans, comme proposé par Weedon (1986) dans ces séries alternantes où ce rythme élémentaire est considéré comme dépendant des cycles de la précession des équinoxes, il faudrait alors produire 8,2.10⁻⁶ m³/m²/an de carbonate. Or une gryphée vit en moyenne une vingtaine d'années (jugées aux stries principales sur l'aire ligamentaire) et produit environ 16,6 cm³ (mesure du volume squelettique réalisée directement). Elle peut donc produire 1,38.10⁻⁶ m³/m²/an de carbonate. Ainsi 9,8 gryphées adultes par m² suffiraient alors à expliquer la totalité de la production carbonatée, à l'exclusion de toute exportation, de toute production planctonique (sans doute forte) et de tous les autres producteurs benthiques. Ceci est difficilement imaginable et rentre par exemple en conflit avec une observation réalisée dans les calcaires à gryphées du Mont d'Or lyonnais où l'on a pu observer 67 gryphées en position de vie (sur 69) à l'intérieur d'un carré de 50 cm de côté, soit 268 gryphées/m². La solution la plus raisonnable est donc de considérer que le calcaire a été déposé rapidement et les marnes lentement.

A l'échelle de la vie d'un organisme, le taux de sédimentation était faible, comme en témoignent les terriers de *Diplocraterion*, tous protrusifs et les lingules dont l'installation et le développement sont limités par un apport trop important de particules fines.

e) Oxygénation

Ce facteur présente des variations certaines le long de la coupe.

Le banc 3b clairement laminé, à forte teneur en matière organique, sans macrobenthos autochtone, indique un milieu anaérobie. A l'opposé, le banc 21, fortement bioturbé, riche en épifaune, à faible teneur en matière organique, est représentatif d'un environnement aérobie. L'essentiel de la série oscille entre ce pôle aérobie et un environnement poikiloaérobie, tel qu'il est défini par Oschmann (1991). Du fait de cette situation limite qui fluctue à l'interface eau-sédiment, il s'agit probablement du facteur qui donne les différences principales de faciès le long de la coupe. La présence de lingules (Emig 1986), de *Zeilleria perforata* (Almérás & Elmi 1987) et des Spiriferinidés (Fürsich & Hurst 1974), ainsi que la reprise des terriers par les *Chondrites* (Bromley 1990), indiquent que ces variations vont vers le domaine poikiloaérobie. Le caractère variable de la distribution de l'endofaune en est également une manifestation. Les phosphates, si abondants dans cette série, peuvent aussi être interprétés de cette façon, par les oscillations de la pycnocline (Slansky 1980), ce qui n'exclut pas une remobilisation ultérieure en milieu suboxique.

La quantité de matière organique conservée donne une idée des crises de l'oxygénation du milieu. On remarque les phases les moins oxygénées au niveau des bancs 3b (anaérobie), 8-10, 24, 34-36, 56-60. L'abondance de matière organique amorphe dans les palynofaciès, peu transportable sans dommage, correspond plutôt à la production «locale». Sa préservation dans les sédiments implique, avec la présence de pyrite, des conditions anoxiques ou suboxiques à l'intérieur du sédiment.

Les variations de température qui contrôlent partiellement le taux d'oxygénation sont connues pour avoir une influence sur la croissance des coquilles. Jones & Quitmyer (1996) l'ont par exemple bien montré à l'aide d'analyses isotopiques chez des bivalves actuels et fossiles du genre *Mercenaria* et l'ont appliqué à *Gryphaea*. L'assez bonne correspondance des faibles tailles des gryphées avec les pics de matière organique sont un argument qui va dans ce sens.

f) Salinité

La présence d'organismes sténohalins marins dans toute la série (échinodermes, coraux, brachiopodes articulés et céphalopodes) indique un milieu euhalin dès les premiers bancs. Notons toutefois que les assemblages de la base ne sont pas bio-coenotiques, que le banc 1 représente une zone d'ammonite complète et que divers milieux de vie, de dépôt et de diagenèse ont pu se succéder.

L'interprétation palynologique déjà développée conduit à envisager un environnement marin restreint soumis à des influences d'eau douce.

Par ailleurs l'enrichissement en magnésium des termes hettangiens et du Sinémurien basal indique une restriction temporaire du milieu de dépôt.

Ces observations conduisent à considérer ces environnements comme marins euhalins, mais pouvant subir des faibles variations de salinité et d'ouverture.

g) Température

Les variations de la composition palynologique réalisées plus au Nord sur le sondage de Cattenom montrent que l'alternance banc-interbanc a été interprétée d'origine climatique (Hanzo et al. 1994). Il reste toutefois très difficile de faire la part de la température et de l'humidité dans ces variations climatiques.

D'autre part, les variations de température sont connues pour avoir une influence sur la croissance des coquilles de gryphées (Jones & Quitmyer 1996).

La limite inférieure de température des lingules actuelles est comprise et entre 18 et 12 °C (Emig 1981).

5.2 Conclusion bathymétrique

Comme de nombreux auteurs l'ont fait remarquer, la bathymétrie n'agit pas directement sur les organismes et sur le sédiment. C'est donc à travers les variations conjuguées des autres facteurs qu'il faut tenter de définir les bathymétries relatives. Il faut aussi avouer qu'il est très difficile de distinguer les enregistrements spécifiques de la profondeur et de la distance au rivage.

On peut percevoir une dérive générale bathyrocroissante dans un milieu marin d'offshore supérieur, infralittoral à circa-littoral (Peres & Picard 1964).

Les environnements de l'Hettangien et de la base du Sinémurien sont marins peu profonds, sans indice d'émersion, avec indice possible de lumière; on peut y rencontrer des substrats indurés. Les peuplements sont marqués par la présence de *Cardinia*, de *Liostraea*, de coraux simples; les gryphées sont quasi-absentes.

Dans la partie médiane de la série, les lingules montrent leur développement maximal. Les considérant comme peu déplacées, la comparaison avec les lingules actuelles fournit des valeurs indicatives de bathymétrie s'étendant depuis la zone intertidale jusque vers 160 m, avec une nette prédominance pour la zone infralittorale jusque vers 50-70 m (Emig 1988).

En montant dans la série, l'hydrodynamisme faiblit, l'argilosité augmente, le fond est systématiquement mou à ferme, les peuplements s'enrichissent en gryphées avec leur faune associée. C'est également vers le sommet de la série que les pentacrines jugées autochtones atteignent leur plus grande taille et que la faune nectonique s'accroît. Les *Cardinia* et les coraux ont alors disparu. L'évolution palynologique des rapports bisaccates/*Classopolis* fait nettement apparaître cette dérive vers la dominance des formes à dissémination anémophile, c'est-à-dire plus facilement transportées à la fois dans l'air et dans l'eau.

Enfin cette dérive est en parfaite cohérence avec les aggrégations-rétrogradations côtières connues ici (Homewood et al. 1992) et dans toute l'Europe.

Les fluctuations paléobathymétriques internes à cette formation du Calcaire à gryphées sont beaucoup plus délicates à

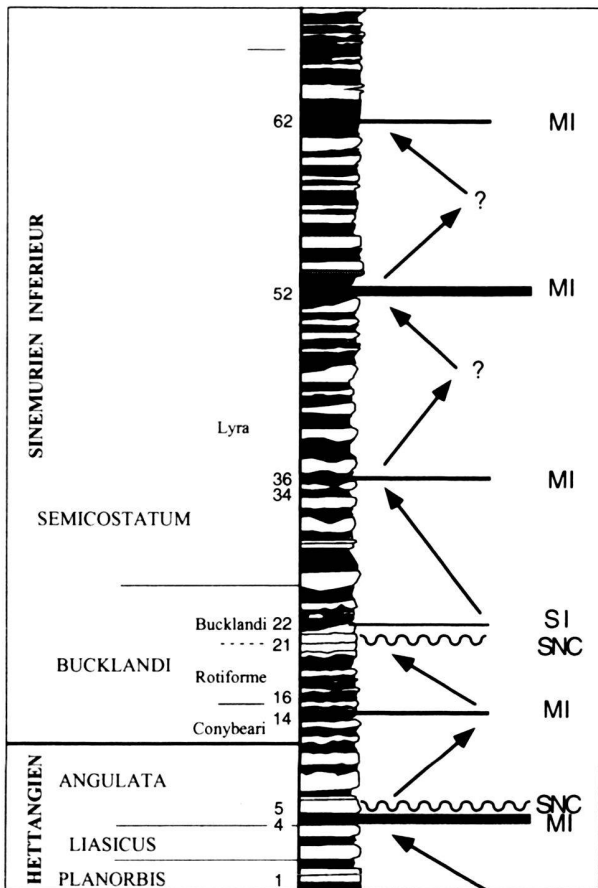


Fig. 12. Proposition d'interprétation de la coupe de Xeuilley en terme de cycles chute-montée du niveau marin relatif. MI = maximum d'inondation, SNC = surface de non conformité, SI = surface d'inondation.

diagnostiquer et à distinguer des variations d'origine climatique, dans la mesure où, dans cet environnement infra- à circo-littoral, quelques mètres d'eau en plus ou en moins changent peu l'hydrodynamisme, la vitesse de cimentation des grains du substrat, la lumière reçue ou la température sur le fond.

Le plus vraisemblable, c'est d'envisager des fluctuations climatiques qui agissent assez directement sur la production biologique (terrestre et marine), sur la montée du niveau marin et sur les circulations océaniques et la stratification des eaux. Cette action multiple accroît le flux de production planctonique sur les plates-formes et provoque un effet plus ou moins fort d'eutrophisation. Le benthos passe alors en domaine moins oxygéné, ce qui est très enregistrable.

C'est donc très indirectement le caractère plus ou moins oxygéné des eaux de fond qui nous fournit ici le moins mauvais critère de bathymétrie pour déterminer ces variations de faible amplitude en milieu de plate-forme externe. Ceci rejoint assez bien les conclusions de Leinfelder et al. (1993) sur les milieux du Jurassique supérieur du Portugal. Des confirmations de

cette interprétation sont actuellement recherchées à l'aide de la géochimie isotopique.

6. Stratigraphie séquentielle intégrée

Les nombreux paramètres précédemment évoqués et souvent quantifiés, de nature sédimentologique, paléontologique, minéralogique et paléoécologique, lorsqu'ils sont conjointement envisagés, permettent de suivre l'évolution au moins relative de la paléobathymétrie de cette série d'offshore supérieur dominée par la tempête.

Or la coupe de Xeuilley présente plusieurs ordres de cycles emboîtés dont les limites sont plus ou moins faciles à reconnaître. En déterminant des évolutions vers un pôle plus marin et ouvert et un autre plus continental et/ou restreint, ainsi qu'en utilisant les associations de faciès plus ou moins distales ou proximales, il apparaît possible de définir, au moins à certaines échelles, des cycles montée-chute du niveau marin relatif; ceux-ci conduisent à proposer des découpages en unités rétrogradantes et progradantes sans qu'il soit aisé de situer les surfaces de transgression qui permettent de préciser le degré de symétrie de ces cycles (Fig. 12).

Toutefois, les informations disponibles à Xeuilley, bien qu'abondantes, ne conduisent pas à des interprétations présentant le même degré de certitude suivant l'échelle des cycles considérés; les commentaires qui suivent concernent d'abord les échelles les mieux renseignées puis, seulement après, celles qui le sont moins.

Le cycle élémentaire marne-calcaire, le plus facile à distinguer, est rapporté aux cycles de 5^{ème} ordre suivant la terminologie récente de Courel et al. (1997). Ces cycles, dont les termes ont été caractérisés palynologiquement sur le sondage de Cattenom (Hanzo et al. 1994) sont interprétés comme ayant une origine primaire climatique. A partir de séries comparables du Dorset, Weedon (1986) a rapporté ces cycles aux bandes de fréquences des cycles de Milankovitch.

A l'autre extrémité de l'échelle des cycles, l'ensemble des dépôts s'organisent suivant une dérive propre à un cycle de deuxième ordre. Ce deuxième ordre est identifiable par sa durée qui inclut 5 zones d'ammonites à Xeuilley. On peut le caractériser par l'argilosité globalement plus grande dans le Sinémurien, l'augmentation des bisaccates, l'augmentation du necton par rapport au benthos, le relai *Liostrea-Gryphaea*, la diversification des foraminifères Nodosariidae, la disparition des coraux, des cardinies, des tempestites proximales, des rides d'oscillation et la diminution de la quantité de dolomite. La courbe de lissage de la calcimétrie des bancs argileux (Fig. 7) illustre également cet ordre de cyclicité.

Entre le deuxième et le cinquième ordre, la délimitation et la hiérarchie des cycles devient moins évidente. Une cyclicité de troisième ordre peut être envisagée à partir du lissage des courbes de calcimétrie des bancs calcaires (Fig. 7). Cette cour-

be indique deux pics de calcimétrie dans les bancs 13 et 65 qui encadrent un creux situé vers le banc 39. Cette observation calcimétrique trouve des correspondances dans la distribution des organismes et tout particulièrement dans les marqueurs de l'oxygénation du milieu. Le creux de la courbe correspond à la présence des lingules et des *Chondrites* qui supportent les milieux dysaérobiques, alors que le pic sommital correspond au développement des *Chlamys* réputés exigeants en oxygène. Ces distributions sont d'ailleurs modulées selon les cycles de 5ème ordre également caractérisés par les variations de l'oxygénation.

Les cycles de 4ème ordre, impossibles à reconnaître précisément en tant que tels du fait de leur définition chronologique au-delà du pouvoir de séparation de nos outils de datation, sont d'autant plus difficiles à distinguer des précédents dans l'Hettangien que cet étage est ici peu épais et que les zones de la base sont assez condensées.

Dans l'Hettangien, la transition entre la zone à Planorbis et la zone à Liasicus est interprétée comme régressive. L'abondance de la dolomite, les niveaux laminés riches en matière organique, en pyrite, présents à Xeuilley comme dans le Dorset, pourraient s'expliquer comme une fermeture du bassin en bas niveau marin.

La transition Liasicus-Angulata est interprétée comme bathyéroissante. Cette dernière zone est bien représentée partout en Lorraine. Elle correspond aussi à une nette augmentation des palynomorphes marins. Dans la zone à Angulata, le banc 7 est un banc charnière dans la mesure où il correspond à la fois à un maximum de palynomorphes terrestres et à un début de la stratodécroissance des bancs calcaires, laquelle se poursuit jusque vers le banc 19. Le cycle décrit par les palynomorphes montre un maximum marin dans le banc 16, alors que l'argilosité est maximale vers les bancs 14-16 (si l'on tient compte de l'incertitude sur la mesure).

La suite de la série dans la zone à Bucklandi est difficile à découper dans la mesure où les différents descripteurs concordent peu. Un niveau repère est cependant à signaler; il s'agit du «banc» 21 constitué de 4 bancs calcaires plus ou moins amalgamés et terminé par une surface d'arrêt de sédimentation avec de très nombreux terriers de *Diplocraterion*. Ces caractéristiques pourraient peut-être faire de ce banc l'expression d'un maximum de progradation, immédiatement suivie d'un maximum de palynomorphes marins dans l'épais interbanc 22 et d'une forte argilosité dans le banc 24, correspondant à une inondation.

Un cycle bien reconnu est celui qui va du banc 35 au banc 47 (tous deux maxima de teneur en argiles des calcaires) avec un pic de calcimétrie sensible aussi bien dans les marnes que dans les calcaires. La base correspond à un pic de palynomorphes marins et un pic de préservation de la matière organique, pour les bancs calcaires comme pour les interbancs. Le sommet correspond également à un maximum de palynomorphes marins. Ce cycle est d'autant mieux reconnu qu'il est en opposition de phase avec le cycle de 3ème ordre précité.

Au-dessus on revient à un ensemble moins clairement or-

ganisé jusqu'au banc 52 qui correspond à un point remarquable pour divers descripteurs. Ce banc est un des niveaux argileux les plus épais de toute la série et l'un des moins calcaires. Il correspond à un changement qualitatif de la faune ammonitique, un horizon qui peut être interprété comme l'arrivée d'un nouveau stock téthysien. Les assemblages palynologiques sont eux aussi marqués par un pic d'éléments marins. Sur la base de ces observations, on peut considérer ce banc comme marquant une inondation maximale.

Le banc 60 est marqué par le regain d'ammonites, précédant l'apparition des bélemnites, la prédominance des bisaccates (surtout 60c) parmi les palynomorphes terrestres, la présence du phosphate et de la glauconie. L'interbanc 62 argileux est particulièrement épais. Peut-on, grâce à ces indices, délimiter des cortèges de 4ème ordre?

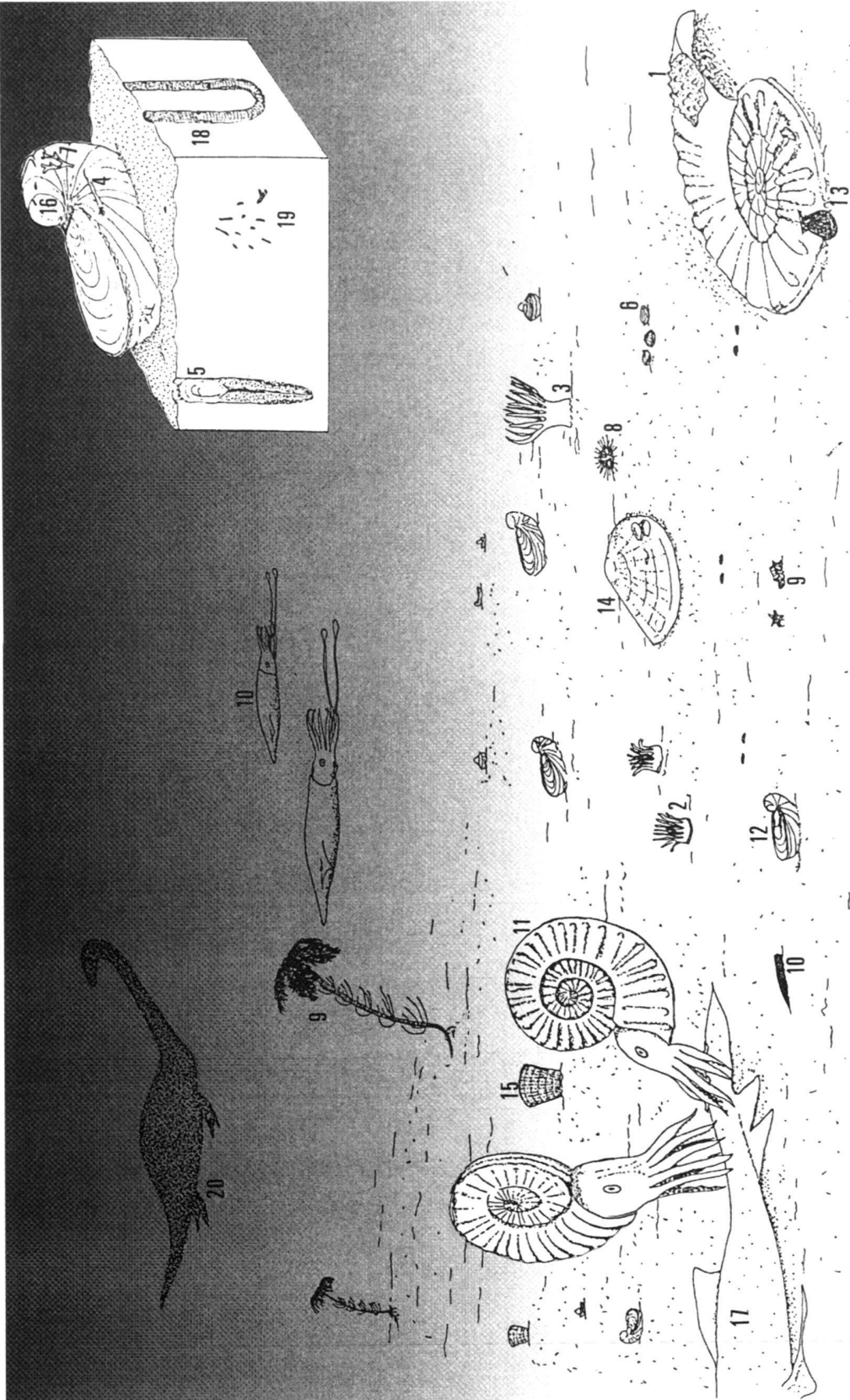
En dépit des incertitudes précédentes, retenons l'existence de deux grands cycles transgression-régression rhéto-hettangien, puis sinémurien inférieur. Pour ce dernier, le maximum d'inondation se situerait au niveau du banc 52.

Conclusion

La coupe de Xeuilley représente un enregistrement complet de toutes les biozones d'ammonites entre la base de l'Hettangien et le sommet du Sinémurien inférieur, telles qu'elles sont définies dans la zonation standard nord-ouest européenne. Les subdivisions fines de la sous-zone à Lyra sont proposées ici pour la première fois. L'Hettangien basal y est relativement condensé, la zone à Semicostatum y est particulièrement dilatée.

La distribution des organismes présente des tendances générales à l'échelle de la coupe. Coraux, cardinies et gastropodes se raréfient au Sinémurien, alors que les gryphées, les foraminifères et ostracodes puis les *Chlamys*, le necton et les pollens bissaccates se développent. Les organismes présentent aussi des variations à l'échelle de l'alternance ou à celle du groupe de bancs qui peuvent être significatives des fluctuations des ressources trophiques: variations de taille des gryphées, oppositions de phases entre les abondances relatives des *Nodosaria* à côtes et le groupe *Lingulina-Ichtyolaria*, entre les Rhynchonelles et le groupe *Zeilleria-Spiriferina*.

Les environnements se succèdent dans un contexte général d'offshore supérieur où le contrôle hydrodynamique dominant est celui des tempêtes. Ce diagnostic s'accorde bien avec les taphocénoses des zones infra- à circa-littorales. Les communautés correspondantes (Fig. 13) se sont développées la plupart du temps sur substrat mou à ferme, en milieu faiblement agité dans des eaux euhalines présentant des fluctuations importantes en oxygénation à l'interface eau-sédiment. Les variations des descripteurs biosédimentaires montrent une sensibilité de l'environnement à la relative fermeture de ce bassin marin qui trouve son explication dans les conditions paléogéographiques particulières: un bassin alimenté fortement par le continent ardennais proche, au Nord, et plus ou moins abrité des influences du large de la Téthys, au Sud, en particulier par



1. Spongiaire encroûtant une coquille d'Arietitidae
2. *Stylophyllopsis*
3. Cériante autour du terrier *Kulindrichnus langi*
4. *Serpula* sur une *Gryphaea*
5. *Lingula metensis*
6. *Piarorhynchia juvenis*
7. Bryozoaire (?*Stomatopora*)

8. Echinide
9. *Isocrinus* (position de vie et columnales désarticulées)
10. *Nanobelus* (position de vie et rostre déposé)
11. Arietitidae
12. *Gryphaea arcuata*
13. *Chlamys*

14. *Plagiostoma gigantea*
15. *Pinna*
16. *Zapfella* perforant une *Gryphaea*
17. *Acrodus*
18. *Diplocraterion*
19. *Chondrites*
20. Plésiosaure

Fig. 13. Reconstitution du fond marin sinémurien à Xeuilley.

le haut-fond de l'éperon lyonnais (Debrand-Passard et al. 1984).

Les variations environnementales s'organisent suivant des cycles que l'on peut caractériser, hiérarchiser et délimiter avec des degrés de difficulté variés.

La coupe considérée s'inscrit dans un cycle liasique de 2ème ordre dont le maximum d'inondation est considéré régionalement comme toarcien (Guillocheau 1991, Hanzo et al. 1992, Robin 1997) ou comme pliensbachien (Vail et al. 1987). La dérive générale bathycroissante de la série étudiée est à rapporter au début de la partie basale transgressive de ce cycle. Cette dérive est perceptible à travers de nombreux indicateurs sédimentologiques, paléoécologiques et diagraphiques.

A l'échelle du 3ème ordre, des cycles sont reconnaissables par leur teneur en carbonate et leur composition faunique et palynologique. La base de l'Hettangien étant très condensée, le premier cycle reconnaissable est entièrement hettangien et montre un maximum d'inondation au niveau du banc 4 vers la base de la zone à Angulata. Le cycle suivant est caractérisé surtout par les proportions de carbonates. La zone médiane de ce cycle (bancs 26 à 52) présente la plus grande argilosité et les faunes benthiques les plus tolérantes vis-à-vis des faibles teneurs en oxygène. Son interprétation en terme de variation du niveau marin relatif ou en terme de variation purement climatique est ambiguë.

A l'échelle du 4ème ordre, peu de cycles sont vraiment bien définis. L'un d'eux est cependant repérable par différents descripteurs biosédimentaires (bancs 35-47), sans doute parce que la calcimétrie de ses bancs calcaires le met en opposition de phase avec le cycle de 3ème ordre sinémurien. Le banc 21 interprété comme une discontinuité de chute du niveau marin relatif pourrait représenter une base de séquence de 4ème ordre. Le banc 52 pourrait signifier une inondation maximale propre à cet ordre de cyclicité.

Les cycles de 5ème ordre exprimés par l'alternance marnes-calcaires sont faciles à reconnaître et répondent à une logique climatique.

La comparaison de nombreux descripteurs de la coupe à l'affleurement avec une approche visuelle de terrain qui ne prendrait en compte que les variations d'épaisseur des bancs marneux conduirait à d'évidentes divergences d'interprétation dans la définition des différents cycles. Pour étudier une telle série d'offshore supérieur et déboucher, par corrélations, sur une reconstitution 2D ou 3D des géométries de corps sédimentaires, il convient de s'entourer de réelles garanties sédimentologiques et paléoécologiques. En outre, la qualité des affleurements et la possibilité de transformations diagénétiques susceptibles de modifier l'apparence des proportions marnes/calcaires doivent être soigneusement évaluées.

Par ailleurs l'argilosité qui est classiquement déduite de l'évolution du gamma-ray dans les coupes de sondages, doit prendre en compte la radioactivité potentiellement induite par la présence de phosphate ou de matière organique. Il est donc nécessaire d'étudier conjointement les enregistrements de γ ray spectral ainsi que ceux de la vitesse du son (sonique) et de la

résistivité. De tels enregistrements ne sont pas encore disponibles à proximité de Xeuilley ; aussi convient-il de rester prudent quant à l'utilisation des seuls γ ray pour chercher à corréliser des cycles du 4° ordre.

Le travail présenté ici apporte donc des enseignements précis sur les environnements de dépôt du Lias marin de la région de Nancy. En dépit des réserves émises sur les interprétations proposées, la convergence et la pertinence des résultats obtenus permettent de penser qu'ils peuvent être utilisés pour caler une étude de corrélation régionale par diagraphies. Une telle approche devrait même être à l'avenir indispensable, afin de savoir jusqu'à quel ordre séquentiel les informations recueillies correspondent à des évolutions allocycliques, seules utilisables pour des corrélations. Il reste que, s'agissant du Lias, la situation de Xeuilley au sein de la plate-forme ouest-européenne est en fait sans doute un jalon particulièrement utile pour préciser la dynamique de ce bassin.

Remerciements

Nous remercions vivement la société Vicat pour nous avoir accueillis dans la carrière de Xeuilley à de multiples reprises. Nous remercions également la société Solvay qui a bien voulu mettre à notre disposition les enregistrements diagraphiques et un sondage carotté.

REFERENCES

- ABBINK, O. 1998 : Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. LPP Contrib. Series, 8, 191 p., Utrecht.
- AIGNER, T. 1985: Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sci. Rev. 3, 174 p.
- AIGNER, T. & FUTTERER, E. 1978: Kolk-Töpfe und Rinnen (pot and gutter casts) im Muschelkalk Anzeiger für Wattenmeer? N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 156, 285-304.
- AIGNER, T. & REINECK, H. E. 1982: Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. Senckenbergiana Maritima 14, 183-215.
- AISSAOUL, D.M. 1988: Magnesian calcite cements and their diagenesis : dissolution and dolomitization, Mururoa Atoll. Sedimentology 35, 821-841.
- AL KHATIB, R. 1976: Le Rhétien de la bordure orientale du bassin de Paris et le «Calcaire à Gryphées» de la région de Nancy, étude pétrographique et sédimentologique. Thèse d'Etat, Univ. Nancy I. inéd., 278 p., 21 pl., + annexes.
- ALLEN, J. R. L. 1982: Sedimentary structures. Their character and physical basis. Dev. Sediment. 30, I, 593 p., II: 663 p.
- ALMERAS, Y. & ELMI, S. 1987: Evolution des peuplements de brachiopodes en fonction de l'environnement dans le Lias ardéchois. Cah. Inst. Cath. Lyon, Sci. I, 21-56, 5 pl.
- ALMERAS, Y. & HANO, M. 1991: Les Rhynchonellidés du Calcaire à gryphées d'Hettange (Sinémurien-NE France): étude des peuplements et enregistrement des variations du paléoenvironnement. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 86, 313-329.
- AMEZIANE-COMINARDI, N. BOURSEAU, J.-P. & ROUX, M. 1991: Les crinoïdes pédonculés de l'Ouest Pacifique : un modèle pour l'analyse des calcaires à entroques et du tectono-eustatisme au Jurassique. Doc. Trav. Inst. Géol. A. de Lapparent 15, 182-198.
- BALDWIN, C. T. & JOHNSON, H. T. 1977: Sandstone mounds and associated facies sequences in some late Precambrian and Cambro-Ordovician inshore tidal flat lagoonal deposits, Sedimentology 24, 801-818.
- BAYER U., JOHNSON, L.A. & BRANNAN, J. 1985: Ecological patterns in Middle Jurassic Gryphaea: The relationship between form and environment. In: Sedimentary and evolutionary cycles (Ed. by BAYER, U. & SEILACHER, A.) Lecture Notes in Earth Sci., Springer, 1, 436-463.

- BESSEREAU, G. & GUILLOCHEAU, F. 1994: Sequence stratigraphy and organic matter distribution of the Lias of the Paris Basin. In: *Hydrocarbon and petroleum geology of France*. (Ed. by MASCLE A.) Spec. Publ. European Assoc. Petroleum Geol., 4, 107–119.
- BESSEREAU, G., GUILLOCHEAU, F. & HUC, A.Y. 1995: Source rock occurrence in a sequence stratigraphic framework: the example of the Lias of the Paris Basin. In: HUC A.Y., Amer. Assoc. Petroleum Geol., *Studies Geology*, 273–301.
- BROMLEY, R.G. 1990: Trace fossils, biology and taphonomy. Unwin Hyman ed., 280 p. London.
- COJAN, I. & RENARD, M. 1997: *Sédimentologie*, 418 p., Masson Ed., Paris.
- COMBAZ, A. 1966: Remarques sur les niveaux à *Tasmanacaea* du Paléozoïque saharien. *The Palaeobotanist*, 15, 1–2, 29–34.
- 1967: *Leiosphaeridaceae* Eisenack, 1954 et *Protoliosphaeridaceae* Timofeev, 1959. Leurs affinités, leur rôle sédimentologique et géologique. *Rev. Palaeobot. and Palynol.*, 1, 1–4, 309–321.
- CORNA, M., DOMMERGUES, J.-L., MEISTER, C. & MOUTERDE, R., 1997: Sinémurien. In: *Ouest Français d'Etude du Jurassique: Biostratigraphie du Jurassique ouest européen et méditerranéen*. (Ed. by CARIOU, E. & HANTZPERGUE, P.). *Bull. Cent. Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. 17, 9–14.
- COUREL, L., REY, J., COTILLON, P., DUMAY, J., MAURIAUD, P., RABILLER, P. & RAYNAUD, J.-F. 1997: Lithostratigraphie In: *Stratigraphie, terminologie française*. (Ed. by REY J.). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf. Mém.* 19, 164 p. 63 fig., 8 tab.
- COURTINAT, B. 1989: Les organoclastes des formations lithologiques du Malm dans le Jura méridional. *Systématique, biostratigraphie et éléments d'interprétation paléocécologique*. *Doc. Labo. Lyon*, 105, 1–361.
- DAVID, J. 1998: Adaptation morphologique, croissance et production bioclastique chez les crinoïdes pédonculés actuels et fossiles (*Pentacrinus* et *Millericrinina*). Thèse Univ. Reims, 2 t., 551p.
- DEAN, W.T., DONOVAN, D.T. & HOWARTH, M.K. 1961: The Liassic ammonite Zones and Subzones of the North West European Province. *Bull. brit. Mus. nat. Hist. Geol.*, 4 (10), 435–505, 13 pl.
- DEBRAND-PASSARD et al 1984: Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 125–126, 615 p + atlas.
- DONZE, P. 1985: In: *Atlas des ostracodes de France*. (Ed. by OERTLI H.J.). *Mém. Elf Aquitaine* 9, 396 p.
- DOYLE, P. & MAC DONALD, D.L.M. 1993: Belemnite battlefields. *Lethaia*, 26, 65–80, 10 fig., 1 tabl.
- EINSELE, G. 1992: *Sedimentary Basins*, 628 p., Springer, Berlin.
- EMIG, C.C. 1981: Implications de données récentes sur les Lingules actuelles dans les interprétations paléocécologiques. *Lethaia*, 14, 151–156.
- 1984: Importance du sédiment dans la distribution des Lingules. *Lethaia*, 17, 115–123.
- 1986: Conditions de fossilisation du genre *Lingula* (Brachiopoda) et implications paléocécologiques. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 53, 245–253.
- 1988: Les Brachiopodes actuels sont-ils des indicateurs (paléo) bathymétriques? *Géol. méditerr.*, 15/1, 65–71.
- EMIG, C.C., GALL, J.C., PAJAUD, D. & PLAZIAT, J.C. 1978: Réflexions critiques sur l'écologie et la systématique des lingules actuelles et fossiles. *Geobios* 11, 5, 573–609, 13 fig., 2 pl.
- FLOOD, R. D. 1983: Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geol. Soc. America Bull.*, 94, 630–639.
- FURSICH, F.T. & HURST, J.M. 1974: Environmental factors determining the distribution of brachiopods. *Paleontology*, 17, 4, 879–900.
- FURSICH, F. T. & OSCHMANN, W. 1986: Storm shell beds of *Nanogyra virgula* in the upper Jurassic of France. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 172, 141–161.
- GARRISON, R.E., KASTNER, M., KOLODNY, Y. 1987: Phosphorites and phosphatic rocks in the Monterey Formation and related Miocene units, coastal California. In: *Cenozoic basin development in coastal California*. (Ed. by INGERSOLL, R.V., ERNST, W.G.). *Rubey* 6, 348–381, Prentice Hall, New Jersey.
- GERARD, C. & GARDET, G. 1938: L'Hettangien et le Sinémurien inférieur-moyen de Meurthe-et-Moselle. *Bull. Soc. géol. France* 5, 1: 605–633, 2 pl.
- GOLDRING, R. & AIGNER, T. 1982: Scour and fill: the significance of event separation. In: *Cyclic and event stratification*, (Ed. by EINSELE, G. & SEILACHER, A.). Springer, 354–362.
- GUERIN-FRANIATTE, S. 1966: Ammonites du Lias inférieur de France. *Psiloceratidae: Arietitidae*. Ed. C.N.R.S., 2 t.: 455 p, 231 pl.
- 1990: Ammonites du Lias inférieur de France (2): *Psiloceratidae, Schlotheimiidae et premiers Arietitidae*. C.E.R.G.A. ed.: *Mém. C.E.R.G.H.*, Montpellier, 29, 207 p., 30 pl.
- GUILLOCHEAU, F. 1990: *Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple dévonien armoricain*. Thèse Doct. Etat, 257 p., Univ. Louis Pasteur (Strasbourg).
- 1991: Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 312, 1587–1593.
- GUILLOCHEAU, F. & HOFFERT, M. 1988: Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme: le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 307, 2, 1909–1916.
- HALLAM, A. 1960: A sedimentary and faunal study of the Blue Lias of Dorset and Glamorgan. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 243 B, 2–44, 7 fig.
- 1968: Morphology, palaeoecology and evolution of the genus *Gryphaea* in the British Lias. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 254 B, p. 91–128, 26 fig.
- HANFORD, C. R. 1986: Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian). *Arkansas J. Sediment. Petrol.*, 56, 123–137.
- HANZO, M. & GUERIN-FRANIATTE, S. 1985: Une coupe continue dans le Lias inférieur et moyen de Lorraine septentrionale. *Cah. Inst. Cath. Lyon*, 14, 175–188, 4 fig., 1 pl.
- HANZO, M., GUERIN-FRANIATTE, S., ESPITALIE, J. & DE GRACIANSKY, P.C. 1992: Source rocks and liassic sequence stratigraphy in Lorraine (Eastern Paris Basin, France). *Cong. Mesozoic and Cenozoic Seq. Stratigr of European Basins*, Abstr. Vol. Dijon, 344–345.
- HANZO, M. & ESPITALIE, J. 1992: Relationship between organic matter and sedimentation in the Lias of Lorraine (France). In *Masclé A. (Ed.), Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, Springer, 121–136, 3 tab., 10 fig.
- 1993: Relation entre matière organique et sédimentation dans le Lias de Lorraine. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 316, 11, 945–950.
- HANZO, M., LATHUILLIERE, B. & PENIGUILL, G. 1994: L'alternance calcaire-marne d'origine climatique établie pour la formation du Calcaire à gryphées (Lorraine, France). *C. R. Acad. Sci., (Paris)*, 319, 2, 915–920.
- HARMS, J. C. 1975: Stratification and sequences in prograding shoreline deposits. *Harms, J.C., Sothard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course*, 2, 81–102.
- HARY, A. 1987: Epifaune et endofaune de *Liogryphaea arcuata* (Lamarck). *Trav. sci. Mus. Hist. nat. Luxembourg*, X, 77 p., 13 pl.
- HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A. 1992: Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. Cent. Rech. Elf Explor. Prod.*, 16, 357–381.
- HOWARD, J. D. & REINECK, H. E. 1981: Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence: comparison with low-energy sequence. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65, 807–830.
- JOLY, H. 1908: *Etudes géologiques sur le Jurassique inférieur et moyen de la bordure Nord-Est du bassin de Paris*. Thèse Sci. nat., Nancy, 468 p.
- JONES, D. & QUITMYER, I. 1996: Marking time with bivalve shells: oxygen isotopes and season of annual increment formation. *Palaaios*, 11, 4, 340–346.
- KLÜPFEL, W. 1917: Ueber die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. *Geol. Rdsch.* 7, 97–109.
- LAUGIER, R. 1971: *Le Lias inférieur et moyen du Nord-Est de la France*. Thèse Nancy 1964 et *Sci. Terre, Mém.* 21: 385 p., 9 pl.
- LEINFELDER, R.R., NOSE, M., SCHMID, D.U. & WERNER, W. 1993: Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, paleoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, Erlangen, 29, 195–230.
- LEINFELDER, R.R. 1993: Upper Jurassic reef types and controlling factors. A preliminary report. *Profil, Stuttgart*, 5, 1–45.
- MACHIDA, T., INOKUCHI, M., MATSUMOTO, E., ISHII, T. & IKEDA, H. 1974: Sand ripples patterns and their arrangement on the sea bottom of the Tadao Beach, Izu peninsula, central Japan. *Sc. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, sect. C, Geogr., Geol., Mineral.*, 12, 1–16.

- MAUBEUGE, P.-L. 1955: Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris (terrains triasiques moyens-supérieurs et jurassiques inférieurs-moyens). inéd., Nancy, 2 vol., 1 082 p. multicoopiées.
- MEGNIEN, C. 1980: Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. Bur. Rech. géol. min., 101, 466 p.
- MOORE, C.H. 1989. Carbonate diagenesis and porosity. *Developments in Sedimentology* 46, 338 p.
- MOUTERDE, R. & CORNA, M. 1997: Hettangien. In: Groupe Français d'Etude du Jurassique: Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen, Cariou E. et Hantzpergue P., (Eds.) Bull. Cent. Rech. Elf Explor. Prod., Mém. 17, 7–8, pl. 1.
- MOUTERDE, R. & TINTANT, H. 1980: Sinémurien. In: Les étages français et leurs stratotypes. Mém. Bur. Rech. géol. min., 109: 50–58.
- MUIR, M. & SARJEANT, W. A. S. 1971: An annotated bibliography of the Tasmanaceae and of related living forms (algae: Prasinophyceae) In «Microfossiles organiques du Paléozoïque, 3. «Acritarches». Commission internationale de microflore du Paléozoïque (C.I.M.P.), Ed. du C. N. R.S., 59–117.
- MYROW, P. M. 1992a: Bypass-zone tempeste facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf, *J. sediment. Petrol.* 62, 1, 99–115.
- 1992b: Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland, *J. sediment. Petrol.* 62, 6, 992–1007.
- NORI, L. 1999: Forme et environnement de *Gryphaea arcuata* dans le contexte du Sinémurien inférieur de Xeuilley (Lorraine). Mém. Diplôme de Recherche Doctorale, Univ. Nancy 1, 178 p.
- ODIN, G.S. & ODIN, C. 1990: Echelle numérique des temps géologiques. *Géochron.*, 35, 12–21.
- OSCHMANN, W. 1991: Distribution dynamics and palaeoecology of Kimmeridgian (Upper Jurassic) Shelf anoxia in western Europe in TYSON R.V. & PEARSON T.H. (Ed. by Modern and ancient continental Shelf anoxia). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 58, 381–395.
- PERES J.M. & PICARD J. 1964: Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Rec. Trav. Sta. Mar. Endoume*, 47, 31, 1–137.
- RANSON, G. 1951: In *Les Huitres: biologie – culture*. Lechevalier éd., Paris, VI, XXIII, 161 p.
- RAUSCHER, R., HILLY, J., HANZO, M. & MARCHAL, C., 1995: Palynologie des couches de passage du Trias supérieur au Lias dans l'Est du Bassin parisien. Problèmes de datation du «Rhétien» de Lorraine. *Sci. Géol. Bull.*, 48, 1–3, 159–185.
- ROBIN, C. 1997: Mesure stratigraphique de la déformation : application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. Mém. Géosc. Rennes, 77, 293 p.
- SLANSKY, M. 1980: Géologie des phosphates sédimentaires. Mém. Bur. Rech. géol. min., 114, 92 p.
- TAUGOURDEAU-LANTZ, J. 1968: Premier aperçu sur les Tasmanacées françaises. *Bull. Soc. géol. France* 7, X, 159–167.
- THOMPSON D'ARCY, W. 1917: *On growth and form*. Cambridge Univ. Press.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. 1990: *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scient. Publ., Oxford, 482p.
- VAIL, P.R., COLIN, J.-P., DU CHENE, R.J., KUCHLY, J., MDAVILLA, F. & TRIFLIEFF, V. 1987: La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 8, III, 7, 1301–1321.
- WEEDON, G.P. 1986: Hemipelagic shelf sedimentation and climatic cycles: the basal Jurassic (Blue Lias) of South Britain. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 76, 321–335.

Manuscrit reçu le 9 mars 1999

Révision acceptée le 10 juillet 2000

Plate 1.

L'affleurement de Calcaire à gryphées de Xeuilley: 1) vue générale; 2) base de la série

Les différents types de figures sédimentaires à Xeuilley: 3) sillon d'érosion très plat, sous le marteau (banc 61). (longueur marteau = 32,5 cm); 4) remplissage de brioche vu en coupe, montrant les figures de bioturbation tronquées. (longueur crayon = 14,5 cm); 5) brioche (banc 13). (longueur tête marteau = 21 cm)

